

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**  
**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO**



**ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA  
SEDIMENTARIA DEL GRUPO  
CAUCETE (SIERRAS PAMPEANAS  
OCCIDENTALES) Y SU  
COMPARACIÓN CON UNIDADES  
CÁMBRICAS DE PRECORDILLERA**

**Tesis Doctoral**  
**MAXIMILIANO NAIPAUER**

**Director: Carlos A. Cingolani**

**Co-Directora: Graciela I. Vujovich**

**La Plata, 2007**

*Humildemente,  
A mi Mamá, Alejandra,  
Y a todas esas personas que,  
Gracias a períodos nefastos  
De nuestra historia Argentina,  
No pudieron ser excelentes  
Geólogos.*

## ÍNDICE

<b>RESUMEN (ABSTRACT)</b> .....	I
<b>I.- INTRODUCCIÓN</b> .....	1
A.- Ubicación del área.....	3
B.- Objetivos.....	6
C.- Metodología.....	7
D.- Antecedentes.....	10
<b>II.- GEOLOGÍA</b> .....	12
<b>A.- SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES</b>	
1.- Marco geológico regional.....	12
2.- Sierra de Pie de Palo.....	14
3.- Reseña estratigráfica.....	14
a.- Complejo Pie de Palo.....	14
b.- Unidad Difunta Correa.....	19
c.- Grupo Caucete.....	19
4.- Cerro Valdivia.....	29
5.- Cerro Salinas.....	31
<b>B.- PRECORDILLERA</b>	
1.- Marco geológico regional.....	34
2.- Reseña estratigráfica (Precordillera Oriental, Central y Occidental).....	36
a.- Evidencias del basamento.....	36
b.- Cobertura paleozoica: estratigrafía y paleoambiente sedimentario.....	36
c.- Evolución tectono-estratigráfica de las secuencias paleozoicas.....	42
<b>III.- RESULTADOS</b> .....	46
<b>A.- DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS</b>	
1.- Introducción.....	46

2.- Grupo Cauçete.....	46
a.- Cuarcita El Quemado.....	46
b.- Formación La Paz.....	51
c.- Formación El Desecho.....	55
d.- Caliza Angacos.....	59
3.- Cerro Valdivia.....	65
4.- Cerro Salinas.....	67
5.- Precordillera.....	71
a.- Formación La Laja.....	72
b.- Unidades olitostromicas.....	77

## B.- ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS Y MORFOLÓGICO DE CIRCONES

1.- Introducción.....	79
2.- Metodología de separación de minerales pesados y estudio de circones.....	80
3.- Unidades estudiadas.....	83
a.- Grupo Cauçete.....	83
b.- Cerro Valdivia.....	92
c.- Cerro Salinas.....	93
d.- Precordillera.....	95
e.- Discusión.....	101

## C.- GEOQUÍMICA

1.- Introducción.....	104
2.- Unidades estudiadas.....	104
3.- Métodos analíticos.....	106
4.- Geoquímica de elementos mayoritarios.....	108
5.- Geoquímica de elementos traza.....	116
6.- Geoquímica de elementos de las tierras raras.....	123
7.- Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos con elementos traza.....	129
8.- Discusión.....	135
9.- Interpretaciones sobre la proveniencia sedimentaria.....	139

## D.- GEOLOGÍA ISOTÓPICA

1.- Isótopos estables (C, O) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en carbonatos marinos.....	142
---	-----

a.- Introducción.....	142
b.- Antecedentes.....	144
c.- Unidades estudiadas.....	146
d.- Muestreo y técnicas analíticas.....	147
e.- Señales primarias vs. Secundarias.....	148
Caliza Angacos (sierra de Pie de Palo).....	151
Carbonatos del cerro Salinas.....	152
Carbonatos de Loma de las Chacras y cerro Pan de Azúcar.....	153
Calizas de la Formación La Laja (Miembro Juan Pobre).....	153
f.- Discusión.....	153
g.- Comparaciones con curvas de variación isotópica de C y Sr global.....	154
2.- Dataciones radimétricas U/Pb en circones detríticos.....	157
a.- Introducción.....	157
b.- Antecedentes.....	158
c.- Metodologías LA-ICP-MS.....	161
d.- Edades U/Pb.....	162
Grupo Caucete.....	165
Cerro Valdivia.....	180
Cerro Salinas.....	182
Unidades cámbricas de la Precordillera.....	185
e.- Comparaciones de las edades.....	193
f.- Proveniencia.....	197
g.- Comparaciones con otras unidades de la región.....	201
3.- Isótopos de Sm/Nd, edades modelo ( $T_{DM}$ ) y $\epsilon_{Nd}$ .....	206
a.- Introducción.....	206
b.- Sistema Sm/Nd: conceptos generales.....	206
c.- Muestras y técnicas analíticas.....	210
d.- Resultados de las edades modelo.....	213
Grupo Caucete.....	214
Cerro Salinas.....	215
Unidades del Cámbrico precordillerano.....	215
e.- Diagramas de evolución del epsilon Nd.....	216
f.- Discusión.....	217
Afinidad de las edades modelo Sm/Nd ¿gondwánicas y/o laurénticas?.....	219

Basamento grenvilliano de Cuyania.....	220
Margen pampeano de Gondwana.....	225
Otros sectores del Gondwana con basamento del Mesoproterozoico y posible conexión con Cuyania.....	227
Cratón del Amazonas.....	227
SUDAFRAN.....	228
Basamento grenvilliano de Laurentia.....	230
Provincia de las <i>Blue Ridges</i> .....	231
<i>Llano Uplift</i> .....	233
<b>IV.- SOBRE LA EDAD DEL GRUPO CAUCETE Y SU COMPARACIÓN CON LAS UNIDADES CIRCUNDANTES.....</b>	<b>235</b>
1.- Edad máxima de depositación (Cuarcita El Quemado-Formación El Desecho)....	235
2.- Edad de la Caliza Angacos (isótopos de Sr).....	236
<b>V.- ÁREAS DE PROCEDENCIA Y AMBIENTE.....</b>	<b>238</b>
1.- Proveniencia: Estudios de campo, petrográficos y análisis de minerales pesados.....	238
2.- Proveniencia y ambiente de sedimentación, basados en estudios geoquímicos.....	242
3.- Análisis de la proveniencia sedimentaria de los circones: imágenes de catodoluminiscencia y dataciones U/Pb.....	244
4.- Áreas fuente: relación con edades modelo ( $T_{DM}$ ) y $\epsilon Nd$ :.....	245
5.- Probables áreas de proveniencia relacionadas a Gondwana y Laurentia.....	248
<b>VI.- MODELOS TECTÓNICOS.....</b>	<b>255</b>
1.- Modelo de evolución tectónica para el Neoproterozoico-Cámbrico.....	255
<b>VII.- CONCLUSIONES.....</b>	<b>266</b>

<b>VIII.- AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>270</b>
<b>IX.- BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>272</b>
<b>ANEXO I.....</b>	<b>292</b>

## **RESUMEN**

El objetivo principal de esta Tesis Doctoral consistió en aportar información original sobre la procedencia sedimentaria y edad de las rocas silicoclásticas y carbonáticas aflorantes en la sierra de Pie de Palo, Sierras Pamperas Occidentales, agrupadas en el Grupo Caucete y su extensión en la denominada Faja de Angacos. A su vez, se analizaron unidades clásicas del Cámbrico de la Precordillera para corroborar su probable vinculación o no con el mencionado Grupo. La selección de estas dos áreas se fundamenta en que tanto la sierra de Pie de Palo como la Precordillera, forman parte del terreno compuesto de Cuyania y son claves para constreñir la evolución del margen proto-andino durante el Neoproterozoico y el Paleozoico temprano en el segmento actual de subducción subhorizontal pampeano.

Las metodologías utilizadas para definir la procedencia sedimentaria se basaron en el análisis: de los minerales pesados (petrográfico, difracción de rayos X, microscopía electrónica, etc.), isotópico (Sr natural, C y O), geocronológico (edades U/Pb LA-ICP-MS sobre circones detríticos y edades modelo Sm/Nd en roca total) y geoquímico (elementos mayoritarios, traza y de las tierras raras).

El estudio de la procedencia aportado por los minerales pesados permitió comparar el área fuente de los detritos que componen el Grupo Caucete, los cerros Valdivia y Salinas, con los niveles silicoclásticos del Cámbrico medio de la Precordillera. Con todo ello se interpretó que el área fuente estaba dominada por rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas y en menor proporción por rocas metamórficas de medio a alto grado.

Los análisis geoquímicos arrojaron resultados dispares, en el Grupo Caucete fue atribuido al metamorfismo de bajo grado que presentan sus rocas y en la Precordillera por su control litológico relacionado al alto contenido en carbonato. Sin embargo y en función de los diagramas de discriminación tectónica de elementos traza, se pudo llegar a determinar un ambiente de margen pasivo para las unidades que conforman el Grupo Caucete y para los niveles más silicoclásticos cámbricos de la Precordillera.

Las edades modelo Sm/Nd y los  $\epsilon$ Nd permitieron diferenciar dos grupos de muestras con un comportamiento isotópico diferente. El primer conjunto, caracterizado por una distribución unimodal (edades modelo entre 1,1 y 1,3 Ga), pertenece a las muestras de la Cuarcita El Quemado, las Formaciones La Paz y El Desecho y del cerro Valdivia. Mientras que el segundo presentó una distribución marcadamente bimodal y con edades que varían entre 1,2 - 1,7 Ga, conformado por las muestras de la Caliza Angacos, del cerro Salinas y de la Precordillera.

Por otro lado, los estudios isotópicos de Sr, C y O arrojaron para la Caliza Angacos una muy probable edad cámbrica inferior tardía a cámbrica media (ca. 510 Ma), comparable con los miembros inferiores de la Formación La Laja de la Precordillera. Los carbonatos del cerro Salinas resultarían ligeramente más jóvenes, Cámbrico medio a tardío (ca. 500 Ma), esta edad estaría confirmada por la presencia de estromatolitos comparables con los de las calizas de la Formación La Flecha aflorante en la Precordillera.

Los resultados obtenidos a partir de las edades U/Pb sobre circones detríticos permitieron definir las primeras edades máximas de depositación en ca. 550 Ma para la Cuarcita El Quemado y la Formación El Desecho. Por otra parte para las cuarcitas del cerro Valdivia se determinó una edad de ca. 770 Ma.

El análisis de las imágenes de catodoluminiscencia y las edades U/Pb permitieron interpretar un aporte importante de circones de fuentes de origen plutónico y volcánico con edades mayormente del Mesoproterozoico temprano (ca. 1300 - 1450 Ma). Mientras que, los circones de origen metamórfico, arrojaron edades del Mesoproterozoico tardío (ca. 1300 – 1000 Ma). En forma subordinada se reconocieron circones del Neoproterozoico y del Paleoproterozoico.

El conjunto de los datos obtenidos, principalmente las edades modelo Sm/Nd y U/Pb, permitieron interpretar que la fuente de los sedimentos puede relacionarse con áreas aflorantes en el sudeste lauréntico, específicamente con las zonas de la Provincia Granítico-Riolítica y con la Provincia Grenville.

Por último, con los datos obtenidos se realizó una interpretación de un modelo tectónico que estaría de acuerdo con la evolución geodinámica del margen sudeste lauréntico para el Neoproterozoico-Cámbrico. El mismo se caracterizó por el desarrollo de ambientes extensionales vinculados a la ruptura del supercontinente de Rodinia y más tarde con la separación de distintos terrenos. Las rocas de la Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho se relacionaron con las unidades basales del rifting que produjo la separación del terreno compuesto de Cuyania. Mientras que la Caliza Angacos, junto con las calizas de los miembros inferiores de la Formación La Laja, habrían formado parte del margen pasivo occidental del terreno compuesto Cuyania durante la etapa de deriva a través del Océano Iapetus durante el Cámbrico.

## **ABSTRACT**

The main purpose of this Doctoral Thesis was to contribute to the knowledge of the provenance and age of the siliciclastic and carbonate rocks which outcrop in the

sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales, under the name of Cauçete Group. Additionally, classical Cambrian units from the Precordillera were analyzed in order to find a possible correlation with the above mentioned group. These two sites have been selected because they form part of the Cuyania composite terrane but especially because they are the keys in the understanding of the proto-andean margin evolution during the Neoproterozoic to earlier Paleozoic in the present Pampean flat-slab segment.

The methodologies used to define the sedimentary provenance comprised: heavy minerals (petrography, X-ray diffraction, electron microscope, etc.), isotope studies (Sr natural, C y O), geochronology (LA-ICP-MS, U/Pb ages in detrital zircons and Sm/Nd model ages in total rocks) and geochemistry (major, trace and rare earth elements).

The results of heavy minerals provenance study allow to compare the source area of the detritus related to the the Cauçete Group, quartzites of the Valdivia Hill and metasediments of the Salinas Hill, with the siliciclastic levels associated with the middle Cambrian of the Precordillera. In this way, it was possible to interpret that the source region was composed mainly of igneous rocks, both plutonic and volcanic and in less proportion of middle to high grade metamorphic rocks . The geochemical data showed different results, in the Cauçete Group probably associated to the low grade metamorphism of its rocks, while in the case of the Precordillera the high content of carbonates could have been the principal control. Nevertheless, according to the diagrams of tectonic discrimination of trace elements, it was possible to interpret, that the Cauçete Group and the siliciclastic levels of the Precordillera represented a passive margin environment.

The Sm/Nd model ages and the  $\epsilon_{Nd}$  parameter permit to differentiate two groups of samples with different isotopic signatures. The first group, characterized by an unimodal distribution (model ages 1,1 and 1,3 Ga), corresponds to samples of the Cuarcita El Quemado, La Paz and El Desecho Formations and quartzites from the Valdivia Hill. While the second group displayed a marked bimodal distribution with ages that varies from 1,2 and 1,7 Ga, form of samples from Caliza Angacos, metasediments from the Salinas Hill and sedimentary rocks of the Precordillera.

On the other hand, the isotopic studies of Sr, C y O suggest a very probable early Cambrian and partially middle Cambrian age (ca. 510 Ma) for the Caliza Angacos, these results are comparable with those of the lower members of the La Laja Formation from the Precordillera. The carbonates of the Salinas Hill are slightly younger, being middle to late Cambrian (ca. 500 Ma) in age as it is suggested by the

occurrence of stromatolites which are comparable with the ones of the La Flecha Formation limestone well exposed in the Eastern Precordillera.

The results obtained from the U/Pb ages about detrital zircons allow defining the first maximum depositional age of *ca.* 550 Ma for the Cuarcita El Quemado and the El Desecho Formation. Whilst the quartzites from the Valdivia Hill showed a maximum at *ca.* 770 Ma age.

The analysis of the cathodoluminescence images and the ages U/Pb both permit to interpret an important contribution of zircons from earlier Mesoproterozoic (*ca.* 1450 - 1300 Ma) plutonic and volcanic sources. Whereas the metamorphic zircons display late Mesoproterozoic (*ca.* 1300 – 1000 Ma) ages. Secondary it has been recognized zircons of Neoproterozoic and Paleoproterozoic ages.

All this information, specially the Sm/Nd model ages and U/Pb, allow to make a precise correlation between the sedimentary source and the southeast of Laurentia, specifically with zone of the Granitic-Rhyolite Province and the Grenville Province.

Finally, a tectonic evolution model has been obtained; this model is in accordance with the geodynamic evolution of the southeast of laurentic margin for the Neoproterozoic-Cambrian interval. In this way, it is proposed here that by that time there was an extensional regime associated with the brake-off of Rodinia supercontinent and lately with the its separation in different terranes. The rocks of the Cuarcita El Quemado, the La Paz and El Desecho Formations could be related with synrift phase produced during the fragmentation of the Cuyania composite terrane. Whereas the Caliza Angacos, together with lower members of the La Laja Formation limestones could have been part of the western passive margin of the Cuyania composite terrane during the drift phase through the Iapetus Ocean during the Cambrian.

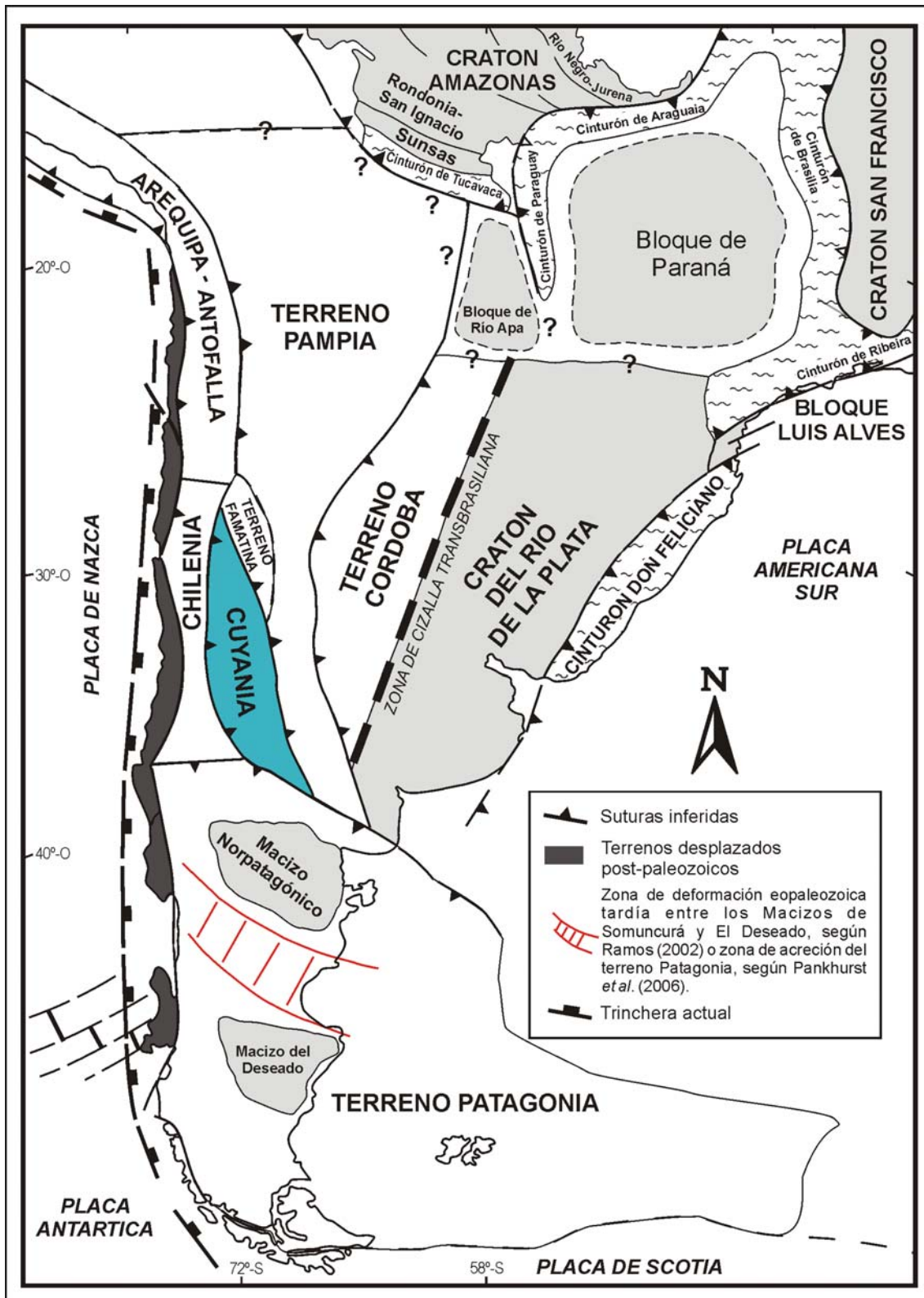
## I.- INTRODUCCIÓN

Una de las características geológicas del margen proto-andino del continente sudamericano, ha sido la acreción lateral de terrenos que experimentó durante el Neoproterozoico-Paleozoico. Desde los trabajos pioneros de Ramos (1984), Ramos *et al.* (1986) y Ramos (1988) en el centro-oeste argentino se distinguieron fragmentos corticales con características propias y diferentes a las observadas en los cratones de Sudamérica. Así fueron reconocidos varios terrenos entre los cuales se pueden mencionar como más importantes: Patagonia, Pampia, Cuyania (Precordillera), Famatina, Chilenia, Puna y Arequipa-Antofalla (Figura I-1). El origen, los límites, las edades y características isotópicas de las rocas componentes, el tiempo y la mecánica de acreción al margen gondwánico son un campo de estudio y discusión muy amplio en la actualidad. El presente trabajo se concentra en unidades del Neoproterozoico-Paleozoico temprano aflorantes en el terreno de Cuyania y tiene como objetivo el análisis de la procedencia sedimentaria.

Los primeros trabajos llevados a cabo en las calizas de la Precordillera por Rusconi (1958), Poulsen (1958) y Borrello (1963, 1971) ya advirtieron que las faunas encontradas compuestas por trilobites eran especies exóticas a Sudamérica y con afinidad lauréntica. En otra línea de investigación, las observaciones realizadas por Bond *et al.* (1984), con respecto a las similitudes entre las tasas de subsidencia de las plataformas carbonáticas de Laurentia con la precordillerana, permitió correlacionarlas y determinar la edad de la *rift-drift transition* por primera vez. Más tarde, Ramos *et al.* (1986) son quienes proponen a la Precordillera como un terreno independiente y de procedencia apalachiana.

Posteriormente, Dalla Salda *et al.* (1992) integraron los depósitos carbonáticos de la Precordillera a Occidentalia, un terreno alóctono al Gondwana y relacionado a una colisión continente-continente entre Gondwana y Laurentia, hacia el Ordovícico medio. Por su parte, Astini y Benedetto (1993), Astini *et al.* (1995) y Thomas y Astini (1996) especificaron que la contraparte de la Precordillera argentina se ubicaría en el engolfamiento de las Ouachitas, en el extremo sur de los Apalaches, y que habría derivado como un microcontinente por el océano de Iapetus hasta colisionar con el margen gondwánico, para la misma edad. Modelos similares también fueron aportados por Dalziel (1997) y en los últimos años por Rapalini y Cingolani (2004). Dalziel (1997) modificó la idea original del modelo colisional de Occidentalia propuesto por Dalla Salda *et al.* (1992) definiendo el Plateau de Texas, con el cual explicaron la cinemática

de acreción de la Precordillera por analogía con lo que actualmente se conoce como Plateau de Malvinas (Dalziel, 1997).



**Figura I-1.** Bosquejo de la distribución de cratones y terrenos sudamericanos acrecionados durante el Proterozoico Tardío y el Paleozoico Tardío. Basado en Ramos (1988); Ramos (1995); Ramos (2002); Ramos y Vujovich (1993); Cordani *et al.* (2003); Rapalini (2005); Pankhurst *et al.* (2006).

Distintas fueron las teorías sostenidas por Aceñolaza *et al.* (1988), Baldis *et al.* (1989) y más recientemente por Aceñolaza *et al.* (2002) y Finney *et al.* (2003; 2005) para quienes Cuyania es un terreno para autóctono, de origen gondwánico, que alcanzó su posición actual por movimientos de transcurrancia ocurridos en el sur de Gondwana para el Paleozoico Inferior.

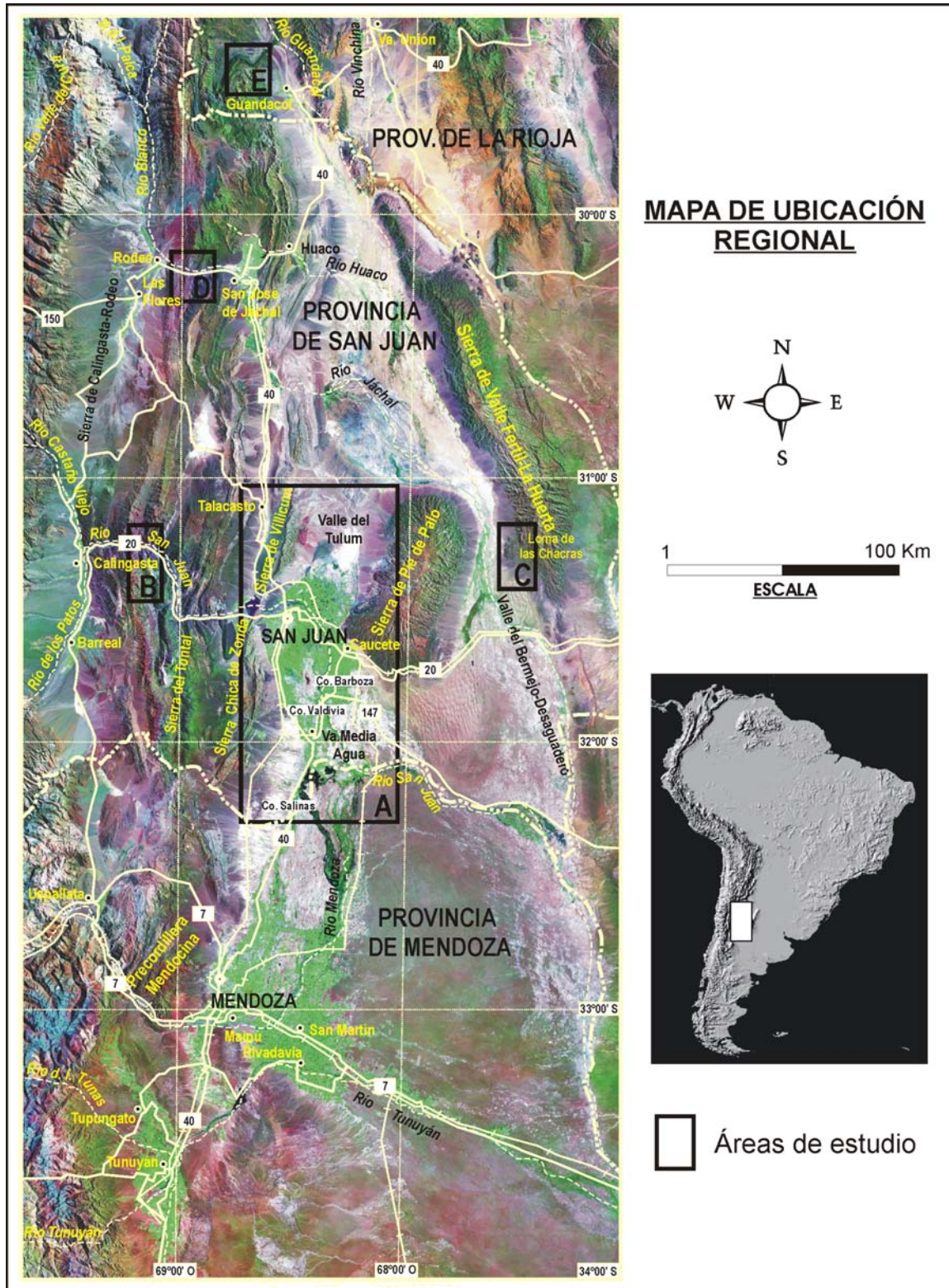
Varios trabajos llevados a cabo en los últimos años en la comarca precordillerana, se han focalizado en el estudio geocronológico de circones detríticos de las distintas unidades cambro-ordovícicas (Finney *et al.*, 2003; Thomas *et al.*, 2004; Finney *et al.*, 2005). El objetivo principal fue definir la procedencia de los circones y así comparar con posibles áreas fuente para realizar reconstrucciones paleogeográficas.

Las metodologías de datación geocronológicas más utilizadas y apropiadas para estos estudios son el SHRIMP (*sensitive high resolution ion microprobe*) y el LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*), porque permiten obtener numerosas edades sobre circones individuales con una muy buena precisión.

Además de las unidades paleozoicas de plataforma calcárea de la Precordillera, dentro del terreno compuesto de Cuyania existen otros afloramientos integrados por metasedimentos silico-carbonáticos integrados en el Grupo Caucete, que no registran la presencia de fósiles diagnósticos. Afloran a lo largo del pie occidental de la sierra de Pie de Palo y constituyen una faja de deformación denominada Faja de Angacos por Vujovich y Ramos (1994). Las unidades carbonáticas han sido comparadas por sus similitudes litológicas con la Precordillera desde los trabajos de Schiller (1912) y Groeber (1948) y más recientemente fueron correlacionadas sobre la base de los isótopos de C, O y Sr natural (Linares *et al.*, 1982; Galindo *et al.*, 2004; Naipauer *et al.*, 2005a). En este trabajo se abordarán la problemática de la edad y relación del Grupo Caucete con las unidades cambro-ordovícicas de la región precordillerana. Basándose en diversos estudios y metodologías isotópicas aplicados a la procedencia sedimentaria.

## **A.- UBICACIÓN DEL ÁREA**

El área de estudio del trabajo de tesis abarca localidades clásicas de la Precordillera y de las Sierras Pampeanas Occidentales, ubicadas en las provincias de La Rioja, San Juan y en el sector norte de la provincia de Mendoza. Esta extensa zona queda limitada entre los 29° y los 33° de latitud sur y los 67° y 69° de longitud oeste en el sector sur de los Andes Centrales de Sudamérica (Figura I-2).



**Figura I-2.** Mapa con la ubicación de las zonas de estudio (imagen satelital TM como base); A) Sierra de Pie de Palo, cerros Valdivia y Salinas, sierras Chica de Zonda y Villicúm; B) sector del Olistolito Los Ratones; C) Loma de las Chacras; D) sector del Olistolito Los Túneles; E) Cerro Totorá.

Dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales comprende principalmente el bloque serrano de Pie de Palo, ubicado entre los valles del Tulum y

del Bermejo-Desaguadero (Figura I-2). Esta sierra tiene una extensión de 80 km de largo por 30 km de ancho aproximadamente y alcanza una altura máxima de 3.162 m en el Mogote Corralito.

Sobre el flanco occidental de la sierra afloran metasedimentos del Grupo Caucete, que constituye parte del eje de esta investigación. Siguiendo el valle del Tulum, hacia el sur, aparecen afloramientos reducidos, pero de peculiar importancia por su lineamiento con la sierra de Pie de Palo y semejanza de sus rocas tanto con el Complejo Pie de Palo como con el Grupo Caucete. Estos corresponden a los cerros Barboza, Valdivia y Salinas (Figura I-2).

En el borde oriental del valle del Bermejo se hallan una serie de afloramientos calcáreos con intercalaciones cuarcíticas, que comienzan en la zona de Lomas de la Chacras, flanco occidental de la sierra de La Huerta, y continúan en forma saltuaria alineados a lo largo de la falla Pan de Azúcar hacia el sur, hasta el cerro Pan de Azúcar (Bastías *et al.*, 1984; Ramos y Vujovich, 2000; Castro de Machuca *et al.*, 2002). Bastías *et al.* (1984) describieron esta secuencia como intercalaciones tectónicas entre calizas y rocas metamórficas, y relacionaron los carbonatos con las calizas cambro-ordovícicas de la Precordillera por sus similitudes litológicas; según Ramos y Vujovich (2000) podrían tener sus equivalentes en el Grupo Caucete.

La Precordillera es una unidad morfoestructural que se encuentra interpuesta entre dos provincias geológicas bien definidas. Al este las Sierras Pampeanas Occidentales la separan por el valle del Tulum y al oeste se encuentra interrumpida por el valle longitudinal de Rodeo-Calingasta-Uspallata de la Cordillera Frontal (Figura I-2). El límite sur se ubica en la provincia de Mendoza y es definido por el hundimiento de las sedimentitas paleozoicas debajo de los sedimentos triásicos y cenozoicos en las cercanías del valle transversal del río Mendoza (Figura I-2).

Por otro lado, el límite norte fue definido recientemente por Martina *et al.* (2005) en la zona de Jagüé en el noroeste de la provincia de La Rioja (Figura I-2). Estos autores argumentan dicha extensión por el hallazgo de edades grenvillianas obtenidas sobre ortogneises altamente deformados. Los ortogneises aparecen interdigitados tectónicamente con metagabros y calizas atribuidas al Miembro Calizas Las Damas (Aceñolaza, 1969) en la faja de deformación de Jagüé (Martino y Astini, 1998)

La región de estudio comprende rocas de diferentes ámbitos tanto del sector de la Precordillera Oriental como Occidental (Ortiz y Zambrano, 1981). En la provincia de San Juan, se analizaron afloramientos en la sierra Chica de Zonda (en las quebradas de La Flecha y del Zonda, y en los cerros Bayo y Zonda principalmente), integrados por depósitos de plataforma interna del cambro-ordovícico. Todos estos afloramientos se ubican dentro de la denominada Precordillera Oriental (Figura I-2).

En el sector Occidental fueron estudiadas las Formaciones con los olistolitos: Los Ratones, sobre el valle del río San Juan en la sierra del Tontal (Figura I-2); y Los Túneles sobre el perfil del río Jáchal, en el norte de la provincia de San Juan.

Por otra parte, en la parte más austral de la provincia de La Rioja, en el cerro Totorá ubicado al oeste de la ciudad de Guandacol, aflora una sección integrada por evaporitas, pelitas y areniscas rojas que fueron agrupadas en la Formación Cerro Totorá (Astini y Vaccari, 1996). Esta sucesión fue interpretada como los primeros depósitos de sinrift (Astini *et al.*, 1995) de la Precordillera y fue incluida tentativamente en este estudio por ser en parte comparable con el Grupo Caucete (van Staal *et al.*, 2003).

## **B.- OBJETIVOS**

Como se puede observar en los trabajos anteriormente citados, una posible vinculación entre las unidades eopaleozoicas de la Precordillera y el Grupo Caucete es evidenciada al nivel de las calizas. Pero, no está suficientemente constatada la relación de las unidades silicoclásticas intercaladas con los carbonatos que aparecen en el Grupo Caucete. Por esta razón, el trabajo consistió en aportar información valiosa sobre la procedencia sedimentaria y edad de las rocas silicoclásticas y carbonáticas del Grupo Caucete y su vinculación o no con el Cámbrico de la Precordillera por medio de estudios mineralógicos, isotópicos, geocronológicos y geoquímicos.

En las rocas silicoclásticas uno de los objetivos principales fue caracterizar la roca fuente que aportó el material detrítico del Grupo Caucete, incluyendo las unidades Cuarcita El Quemado, Formación La Paz y los niveles más silicoclásticos de las unidades carbonáticas, Formación El Desecho y Caliza Angacos (Vujovich, 2003). Para comparación se realizó un análisis de la procedencia de algunas de las formaciones del Cámbrico fosilífero (especialmente en las intercalaciones silicoclásticas) aflorantes en la Precordillera Oriental, y también en los olistolitos presentes en las unidades ordovícicas del talud continental pertenecientes a la Precordillera Occidental.

Para ello se consideró necesario estudiar el patrón de minerales pesados, morfologías de circones detríticos, monacitas, granates, rutilos, etc., bajo diferentes técnicas microscópicas. Como pilar de la investigación se presentaron las primeras dataciones en circones detríticos por la metodología LA-ICP-MS en el Grupo Caucete. Además, se realizaron estudios geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y

tierras raras sobre roca total, análisis isotópicos de Sm/Nd y se calcularon edades  $T_{DM}$  (edades modelo) para tener información acerca de las rocas fuente y residencia en la corteza.

Con esta información se discutió si el área de procedencia sedimentaria fue similar o no, si formaban parte de una única plataforma carbonática-silicoclástica, si este aporte es de procedencia desde un basamento grenvilliano solamente o mezcla de otras fuentes. Como objetivo final se compararon las afinidades con las posibles regiones de procedencia para realizar un análisis paleogeográfico regional.

Por otro lado, para las unidades más carbonáticas del Grupo Cauçete, Caliza Angacos y Formación El Desecho, sobre las cuales tampoco se posee una clara evidencia de su edad, se propusieron estudios isotópicos más detallados especialmente con la metodología de estroncio natural, carbono y oxígeno, que dan la posibilidad de comparar con curvas de variación isotópica calibradas con patrones internacionales (Veizer *et al.*, 1997; Denison *et al.*, 1998; Jacobsen y Kaufman, 1999). También se obtuvieron análisis de Sm/Nd y edades modelo con el objetivo de caracterizar y comparar la roca fuente de los carbonatos con las demás unidades estudiadas.

Estos estudios aportaron información independiente de los modelos interpretativos acerca de los procesos de evolución cortical durante el Neoproterozoico-Cámbrico, momento clave en la historia del terreno Cuyania. Esto permitió constreñir el ambiente tectónico de formación y paralelamente concretar un chequeo de los modelos geotectónicos y paleogeográficos disponibles y proponer nuevas líneas complementarias de interpretación.

### **C.- METODOLOGÍA**

En una primera etapa, el trabajo se concentró en recopilar la bibliografía de mayor relevancia para la zona de estudio y comenzar con la interpretación de imágenes satelitales, fotografías aéreas, mapas geológicos regionales y hojas geológicas del área.

Luego de haber reunido toda la información geológica de base se procedió a programar y realizar las tareas de campo. Se focalizaron en la sierra de Pie de Palo, principalmente en el pie occidental donde aflora el Grupo Cauçete. Se realizó un mapa geológico de detalle, escala 1:20.000, en la zona de Lomas Bayas con el objetivo de interpretar la estratigrafía y estructura. Este mapa es una continuación de trabajos

previos realizados por van Staal, Vujovich y Naipauer (en preparación) inmediatamente al sur.

Para su comparación se visitaron localidades clásicas donde afloran las unidades cambro-ordovícicas de la Precordillera y se realizaron muestreos en las áreas consideradas claves para este estudio.

Una vez completado el mapeo y la toma de muestras en cada unidad, de acuerdo a los perfiles y sectores seleccionados durante el trabajo de campo, se efectuaron los siguientes análisis o estudios de laboratorio vinculados básicamente a resolver problemas de procedencia sedimentaria:

***Petrografía metamórfica:*** se estudiaron al microscopio los cortes petrográficos seleccionados, para clasificar las rocas, identificar la presencia de minerales pesados detríticos y metamórficos. En las rocas sedimentarias de la Precordillera se realizaron principalmente descripciones de la composición mineralógica de cada muestra y clasificación de la roca, siempre haciendo énfasis en los minerales pesados detríticos. La cantidad de cortes delgados analizados dependió de los problemas presentados en cada caso.

***Separación y estudio de minerales pesados:*** este trabajo se consideró muy importante en el plan de investigación por ser un pilar fundamental en los estudios de procedencia. Los minerales pesados fueron separados bajo metodologías estándares y con lupa binocular se estudiaron especialmente los aspectos de variabilidad, concentración, poblaciones, morfología de los granos de circones, monacitas, titanitas, granates y apatitas, para conocer la asociación de minerales pesados de cada unidad.

***Microscopio electrónico y sistema de energía dispersiva (SEM-EDS):*** esta tecnología fue usada para diferenciar principalmente minerales pesados (monacitas, rutilo y otros), a veces de difícil determinación por medios ópticos. Se realizaron estudios de texturas de superficie en los minerales, así como también las morfologías e intercrecimientos, de circones y granates principalmente. Además, se efectuaron análisis semi-cuantitativos en diferentes minerales para su determinación química. Los estudios fueron llevados a cabo en dos microscopios electrónicos diferentes. Todos los análisis de minerales semi-cuantitativos se realizaron en el equipo del CINDECA (UNLP-CONICET). Mientras que las fotomicrografías de los minerales pesados se tomaron con el microscopio electrónico de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata (FCNyM-UNLP).

**Análisis por catodoluminiscencia:** Estos estudios fueron realizados en la *University of Idaho* (USA) para obtener imágenes de la estructura interna de los circones. Su importancia radica en que permitió caracterizar los diferentes tipos de circones (ígneos, metamórficos, sedimentarios, etc.) de acuerdo a su estructura, zonaciones y texturas internas. A su vez, estos estudios fueron usados como soporte para la técnica de datación por LA-ICP-MS dado que permiten seleccionar la ubicación del *spot* con el laser que tiene acoplado el equipo geocronológico por el cual se realiza el análisis.

**Difracción de rayos X (DRX):** Estos estudios fueron realizados en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), UNLP. Se analizaron principalmente carbonatos para distinguir los porcentajes de calcita y dolomita en cada muestra estudiada. El objetivo fue discriminar que rocas son las más adecuadas para analizar por isótopos estables ( $C^{12}$  y  $O^{16}$ ) y Sr natural. Se seleccionaron las calizas con proporciones mayores al 75% de calcita, para evitar los posibles procesos de dolomitización y diagénesis.

Por otro lado, también se usó, para diferenciar los minerales pesados separados de las diferentes unidades estudiadas la difracción de rayos X. Se hicieron análisis de roca total y de varias fracciones seleccionadas donde se distinguieron varios minerales difíciles de estudiar por medios ópticos.

**Análisis geoquímicos:** Se llevaron a cabo veintidós análisis geoquímicos de distintas muestras, se determinaron los elementos mayoritarios, traza y tierras raras en los laboratorios de ACTLABS, Canadá. Los elementos mayoritarios se analizaron sobre roca total por fusión ICP, mientras que los elementos traza por fusión ICP/MS. Los datos analíticos se proyectaron en diagramas apropiados (Nesbitt y Young, 1982; Taylor y McLennan, 1985; Roser y Korsch, 1986, 1988; Bathia y Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1993; entre otros) para la interpretación de la procedencia sedimentaria y del ambiente tectónico. A su vez, se realizaron comparaciones con otras unidades equivalentes dentro del margen proto-andino, tales como las unidades metasedimentarias del Neoproterozoico-Paleozoico Inferior que aparecen en la Puna, en Sierras Pampeanas y en Patagonia.

**Análisis isotópicos:** para los análisis correspondientes a los isótopos de Sr, C y O sobre rocas carbonáticas las muestras fueron preparadas en los laboratorios del CIG. Las mediciones isotópicas fueron realizadas en un espectrómetro de masas con un equipo VG multicolector en el Laboratorio de Geología Isotópica de la *Universidade Federal de Rio Grande do Sul* (UFRGS), Porto Alegre, Brasil.

En los laboratorios del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Buenos Aires, se determinaron las relaciones isotópicas del C y O.

Se realizaron análisis de Sm/Nd (roca total) para el cálculo de edades modelo  $T_{DM}$  en sedimentos y metasedimentos por ser una herramienta de apoyo para los estudios de procedencia. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geología Isotópica de la UFRGS.

**Geocronología:** los estudios geocronológicos realizados sobre circones detríticos son uno de los aspectos más importantes de esta tesis. Las dataciones U-Pb fueron determinadas con un espectrómetro de masas ThermoFinnigan Element 2 acoplado a un laser New Wave UP-213 (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-ICP-MS). Estos análisis fueron llevados a cabo en la Washington State University en Estados Unidos.

La técnica de datación U/Pb sobre circón por LA-ICP-MS fue usada para los estudios de procedencia porque tiene la capacidad de analizar circones individuales en muy poco tiempo (3-4 minutos por análisis), permitiendo conocer satisfactoriamente la distribución de edades de circones en una roca sedimentaria. Fueron analizados más de 120 cristales de circón por muestra. Cada distribución de edades obtenidas fue comparada para poder establecer correlaciones entre las distintas formaciones del Grupo Caucete y las unidades cámbricas de la Precordillera. También se realizó un análisis regional con distintos sectores del Gondwana y Laurentia.

#### D.- ANTECEDENTES

Los antecedentes disponibles sobre la geología regional de la zona de estudio son muy completos, abarcan múltiples aspectos porque se trata de una de las zonas más estudiadas y clásicas de la geología argentina. Cabe destacar que ya desde los primeros estudios realizados por Stappenbeck (1910), Schiller (1912) y Stieglitz (1914) se asignaron al Precámbrico las rocas de basamento aflorantes en la sierra Pie de Palo; y a su vez se compararon los metacarbonatos de bajo grado con las calizas paleozoicas de la Precordillera (Schiller, 1912; Groeber, 1948). Las primeras descripciones petrográficas en el basamento de Pie de Palo se deben a Stieglitz (1914) y a Kittl (1951). Posteriormente, Dalla Salda y Varela (1984) realizaron un detallado estudio del metamorfismo del sector sur de la sierra como parte del levantamiento de la Hoja Geológica 21d, Villa Colón, provincia de San Juan (inédita).

Por otro lado, en los últimos años se ha ampliado el conocimiento de la composición y edad del basamento metamórfico reunido como Complejo Pie de Palo (Ramos *et al.*, 1996; Baldo *et al.*, 1998; Vujovich y Kay, 1996, 1998; Pankhurst y Rapela, 1998; Ramos y Vujovich, 2000; Casquet *et al.*, 2001; Vujovich *et al.*, 2004).

Borrello (1963, 1969) definió por primera vez el Grupo Caucete para los afloramientos del flanco occidental del Pie de Palo compuesto de metasedimentos calcáreos y silicoclásticos. También realizó las primeras interpretaciones geotectónicas relacionadas a la teoría de los geosinclinales. Recientemente, el Grupo Caucete fue redefinido por Vujovich (2003) en base a mapeos de detalle del pie occidental de la sierra.

Por otra parte, la Precordillera es distinguida como una unidad geológica desde los trabajos de Stelzner (1876) y Burmeister (1876) pero debe su nombre a Bodenbender (1902). Ha sido subdividida en tres sectores, de acuerdo a las características estratigráficas y estructurales: Precordillera Oriental, Central y Occidental (Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis *et al.*, 1982). Estudios paleogeográficos y paleoambientales de la cuenca cámbrica fueron llevados a cabo por Bordonaro (1990; 2003).

Un resumen de la estratigrafía del Cámbrico-Ordovícico de la Precordillera Oriental fue presentado por Baldis y Bordonaro (1984) para la sierra Chica de Zonda y Keller (1999) en forma más regional. Por otro lado, la estratigrafía de los olistolitos cámbricos fue revisada por Bordonaro y Banchig (1996) entre otros.

Por último, cabe destacar que existe una importante información geológica y bibliográfica sobre los aspectos sedimentológicos, estratigráficos y estructurales de la Precordillera en la zona de estudio y de la sierra de Pie de Palo en la Hoja Geológica San Juan, a escala 1:250.000 realizada por Ramos y Vujovich (2000).

Dado que en los últimos años el conocimiento geológico del sector seleccionado para este trabajo se amplió notoriamente, en los capítulos subsiguientes se mencionarán los trabajos relevantes para cada tema en particular.

## II.- GEOLOGÍA

### A.- SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

#### 1.- Marco geológico regional

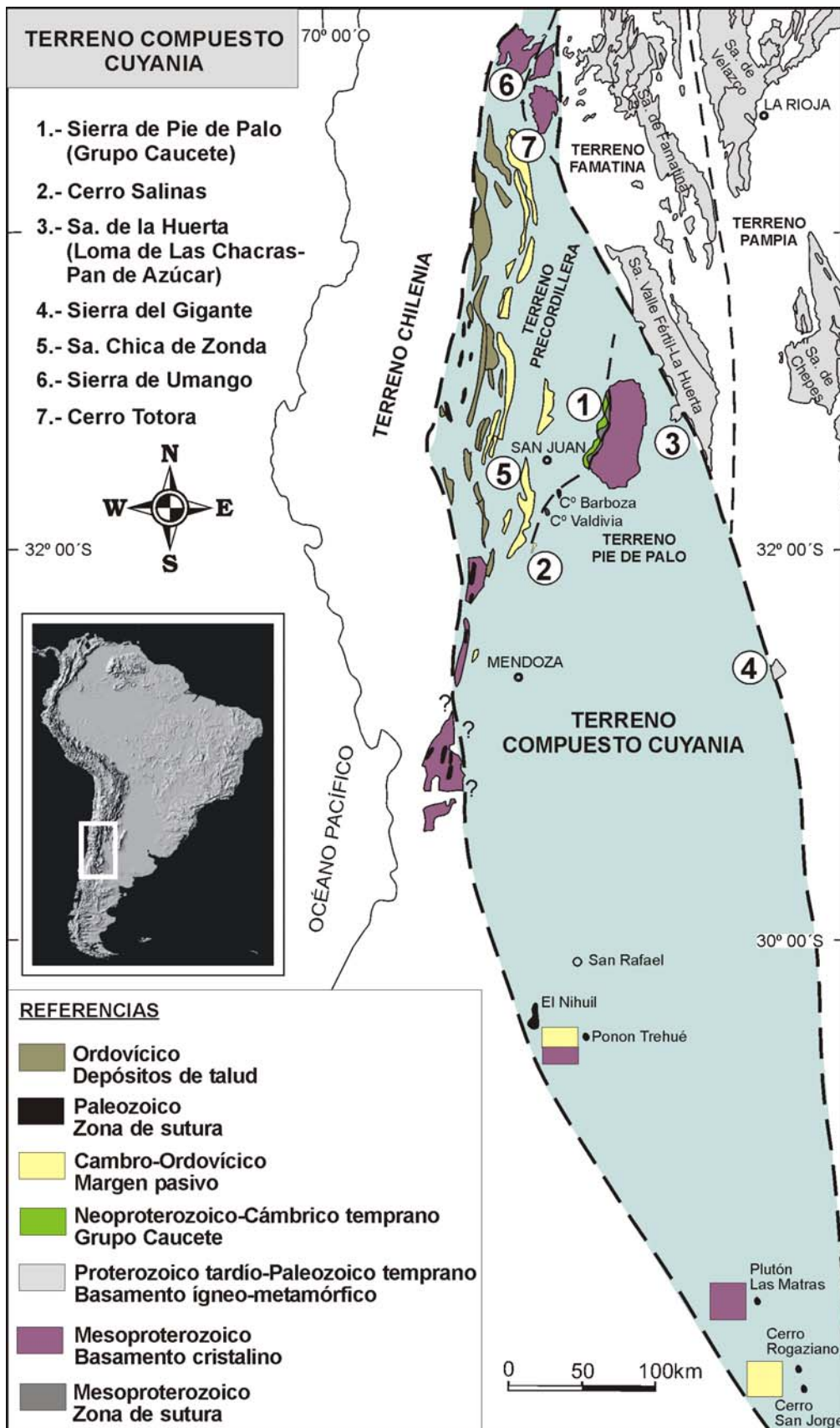
Las Sierras Pampeanas están constituidas esencialmente por un complejo ígneo–metamórfico aflorante en el centro–oeste de la Argentina, conformando el denominado antepaís andino (Figura IIA-1). Su estructura se caracteriza por grandes bloques limitados por fallas inversas de alto ángulo que se horizontalizan en profundidad (González Bonorino, 1950). Caminos (1979) distinguió, entre otras, tres importantes fajas por sus características litológicas, estructurales y tectónicas a las que denominó Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis; Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán y Sierras Pampeanas Noroccidentales.

En estas últimas quedan integradas las sierras de San Buenaventura, Fiambalá, Toro Negro, Cuminchango, Umango, Maz, Espinal y Pie de Palo, los cerros Barboza, Valdivia y Salinas, y también las sierras de La Huerta y Valle Fértil. Más tarde, Dalla Salda *et al.* (1999) agregaron la sierra de El Gigante a las denominadas Sierras Pampeanas Occidentales.

Se caracterizan por estar compuestas por metamorfitas de medio a alto grado, con edades mesoproterozoicas (ca. 900 a 1200 Ma), en contacto tectónico o superpuestas se hallan metasedimentitas de bajo a medio grado metamórfico derivadas principalmente de protolitos carbonáticos y silicoclásticos; también se incluyen metamorfitas de protolitos ígneos básicos a ultrabásicos. Este último conjunto de rocas es asignado por diversos autores al Neoproterozoico–Paleozoico Inferior.

En este grupo de rocas fueron definidas unidades como la Metamorfitas Tambillo aflorante en la sierra Umango y de edad neoproterozoica (Varela *et al.*, 2001). Recientemente, González *et al.* (2005) describieron un metamorfismo en facies eclogita y granulita de alta presión de carácter relíctico en rocas máficas pertenecientes a esta unidad. Por otra parte, en la sierra de Pie de Palo fueron definidas la unidad Difunta Correa (Baldo *et al.*, 1998) de edad neoproterozoica (Galindo *et al.*, 2004), y las metasedimentitas del Grupo Caucete (Borrello, 1969) con una edad máxima de sedimentación de 550 Ma (Naipauer *et al.*, 2005b).

Cabe consignar que esta gran faja de rocas que componen las Sierras Pampeanas Occidentales (Sierras de Umango, Maz, Espinal y Pie de Palo, más los cerros Barboza, Valdivia y Salinas) y su extensión al sur en los Bloques de San Rafael



**Figura IIA-1.** Mapa geológico y tectónico regional donde se muestran los afloramientos de las Sierras Pampeanas Occidentales y de la Precordillera incluidos en el terreno compuesto Cuyania. También se destacan los terrenos de Famatina y Pampia (basado en Vujovich y Ramos, 1999).

con la Formación Cerro La Ventana (Cingolani *et al.*, 2005) y Las Matras (Sato *et al.*, 2000), es interpretada como el basamento del terreno compuesto Cuyania (Ramos *et al.*, 1998) (Figura IIA-1).

## **2 Sierra de Pie de Palo**

La sierra de Pie de Palo es considerada como uno de los bloques más occidentales de las Sierras Pampeanas, queda ubicado en el centro este de la provincia de San Juan, limitado por los valles tectónicos del Tulum y Bermejo (ver Figura IIA-2). Mayormente, la sierra está compuesta por un basamento metamórfico de medio a alto grado denominado Complejo Pie de Palo (Ramos y Vujovich, 2000), en contacto tectónico aparecen rocas de bajo grado metamórfico, integradas en la unidad Difunta Correa (Baldo *et al.*, 1998) y Grupo Cauçete (Borrello, 1969) (Figura IIA-2). Subordinados aparecen cuerpos intrusivos graníticos y pegmatitas. Bordeando el pie de la sierra afloran sedimentos terciarios y derrubios actuales.

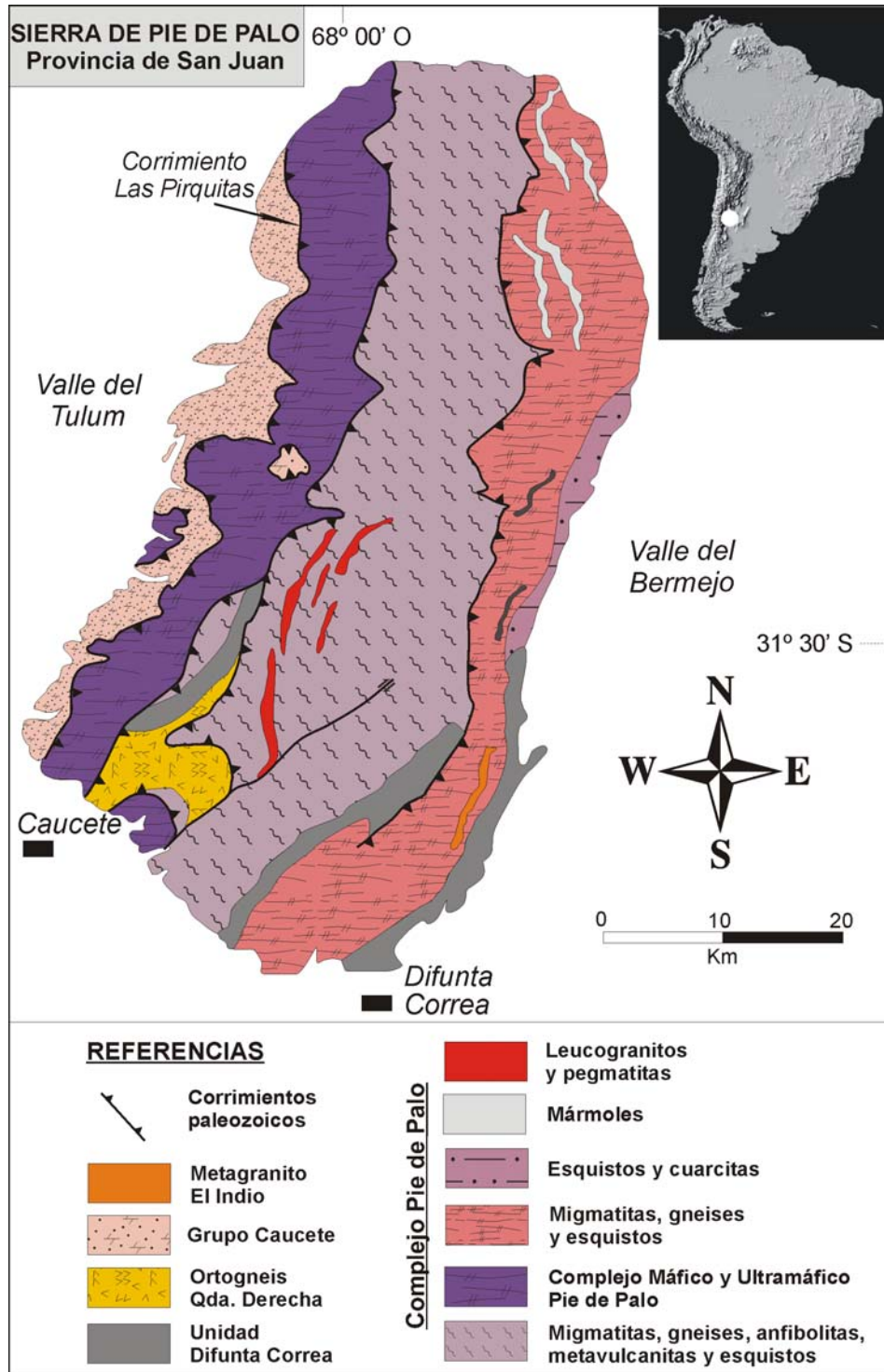
### **3.- Reseña estratigráfica**

#### **a.- Complejo Pie de Palo**

En el presente texto se describirá el Complejo Pie de Palo en el sentido de Ramos y Vujovich (2000), estos autores lo definieron para integrar a todas las rocas gneisico-equistas y anfibólicas que afloran en gran parte de la sierra de Pie de Palo, y que además, tienen equivalentes en los cerros Barboza y Valdivia, ubicados inmediatamente al sur de esta sierra (Figura IIA-1).

Los primeros trabajos que describieron parcialmente el basamento cristalino que conforma la sierra de Pie de Palo corresponden a Stappenbeck (1910), Schiller (1912) y Stieglitz (1914) a principios del siglo pasado. Estos autores reconocieron rocas metamórficas, tales como gneises, micaesquistos y anfibolitas, asignándoles una edad precámbrica. Posteriormente, Minera Tea (1967) sobre la base de caracteres petrográficos describieron un Complejo Metamórfico aflorante en las áreas oriental y central de la sierra. En esta unidad agruparon a esquistos cuarzo-biotítico-oligoclásicos, anfibólicos, granatíferos y estaurolíticos con diversos grados de inyección y milonitización. También incluyeron calizas cristalinas, anfibolitas y cuarcitas.

Como parte del levantamiento de la Hoja Geológica 21d, Villa Colón, Dalla Salda y Varela (1982; 1984), agruparon como Complejo Pie de Palo a todas las rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios y/o ígneos, con migmatización y pequeñas inyecciones de cuerpos graníticos presentes principalmente en el tercio sur



**Figura IIA-2.** Esquema geológico de la sierra de Pie de Palo con los componentes principales del Complejo Pie de Palo, Grupo Cauçete (modificados de Ramos y Vujovich, 2000; Ellis, 2005; McClelland *et al.*, 2005), Unidad Difunta Correa y Ortogneis Quebrada Derecha (modificados de Baldo *et al.*, 1998; 2006).

de la sierra de Pie de Palo. Subdividieron al basamento metamórfico en tres unidades de mapeo: Metamorfitas Caucete, Esquistos del Centro, y granitoides, sólo estas dos últimas unidades y parte de la primera son equivalentes al Complejo Pie de Palo de Ramos y Vujovich (2000) (Figura IIA-2).

Los Esquistos del Centro afloran en el sector central y sudoccidental de la sierra y hacia el sur reaparecen en el cerro Barboza. Se corresponden con el Complejo Metamórfico de Minera Tea (1967) y están caracterizados por presentar esquistos anfibólicos y cianíticos, gneises micáceo-granatíferos, estaurólítico-cianíticos y diopsídicos, también fueron descritas migmatitas asociadas.

Dentro de los granitoides fueron agrupadas las rocas con características intrusivas y/o migmáticas; éstas aparecen como cuerpos menores con formas lenticulares y tabulares rodeando a los cuerpos graníticos mayores dentro de los Esquistos del Centro y con mucha menos frecuencia en las Metamorfitas Caucete (*sensu* Dalla Salda y Varela, 1984).

Las Metamorfitas Caucete fueron definidas por Dalla Salda y Varela (1984) para agrupar a las rocas de grado bajo a medio aflorantes en el sector sudoccidental y sudoriental de la sierra de Pie de Palo. Comprenden parte del Grupo Caucete de Borrello (1969) y tienen equivalentes en las Metamorfitas de Bajo Grado descritas por Minera Tea (1967). Según estos autores esta unidad está formada por mármoles y esquistos carbonáticos, cuarcitas, esquistos talcosos, tremolíticos, clorítico-serpentínicos, aluminosos, grafiticos, granatíferos y magnesianos, más anfibolitas. Estas metamorfitas serían derivadas de rocas calcáreas y cuarcíticas, y los esquistos magnesianos de protolitos máficos, ultramáficos y/o dolomitas silíceas (Dalla Salda y Varela, 1984). Las condiciones de metamorfismo fueron establecidas por estos autores como pertenecientes a la facies esquistos verdes con un episodio de mayor grado en la subfacies almandino.

Las rocas que conforman el Complejo Pie de Palo fueron definidas y agrupadas por Ramos y Vujovich (1995; 2000) en gneises y esquistos biotítico-muscovítico-granatífero-oligoclásicos (ortogneises) asociados a esquistos cuarzo-feldespático-moscovítico-epidóticos que caracterizan al sector central de la sierra (Figura IIA-2); gneises y esquistos biotítico-granatífero-feldespáticos (paragneises) que predominan en el sector oriental (Figura IIA-2); y una faja de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas aflorantes en el flanco occidental de la sierra (Figura IIA-3) y en los pequeños afloramientos de los cerros Barboza y Valdivia. También fueron descritos cuerpos menores de anfibolitas, esquistos anfibólicos, micáceos y grafiticos;

intrusiones migmáticas y pegmatoides representadas por venas y lentes cuarzo-feldespáticos.

Además, son mencionados en el sector nororiental de la sierra una serie de bancos de calizas cristalinas (mármoles) intercalados con gneises biotítico-granatíferos y anfibolitas (Figura IIA-2). El contacto entre las calizas, gneises y anfibolitas es indicado como tectónico, a través de corrimientos, por Ramos y Vujovich (2000).

Las rocas que componen la faja máfica y ultramáfica Pie de Palo son serpentinitas, metagabros, anfibolitas y esquistos máficos (Ramos *et al.*, 1993; Vujovich, 1993; Castro de Machuca *et al.*, 1995; Vujovich y Kay, 1996, 1998; Vujovich *et al.*, 2004).



**Figura IIA-3.** Afloramiento del Complejo máfico-ultramáfico Pie de Palo (A) en la quebrada de las Burras, los colores blanquecinos pertenecen a rocas ultramáficas (serpentinitas y esquistos talquíferos). Por encima aparece en contacto tectónico la Cuarcita El Quemado (B).

Los protolitos de los gneises y esquistos son interpretados como el producto del metamorfismo de rocas ígneas básicas a intermedias principalmente y sedimentos

inmaduros (Ramos *et al.*, 1993; Vujovich y Kay, 1996; 1998). De acuerdo a los trabajos realizados sobre la geoquímica y mineralogía de las rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas corresponden a protolitos formados por cumulos gábricos y ultramáficos, gabros y dioritas, filones capa tonalíticos y trondjemíticos, anfibolitas, basaltos tipo N-MORB y E-MORB, plagiogranitos y sedimentos de fondo oceánico (Vujovich y Kay, 1998; Vujovich *et al.*, 2004).

Desde el punto de vista del metamorfismo, Dalla Salda y Varela (1982), distinguieron dos eventos metamórficos, el más antiguo lo describieron como un metamorfismo regional de grado bajo a medio (en facies de esquistos verdes hasta grado granate) y de carácter relíctico. El siguiente como regional dinamotérmico, de tipo barroviano, entre facies de esquistos verdes y anfibolitas almandínicas. Estos autores indican que se alcanzó un pico metamórfico con grado cianita y granitización sincinemática en el centro de la sierra. Este evento metamórfico les permitió separar las Metamorfitas Cauce, de menor grado, de los Esquistos del Centro de mayor grado metamórfico.

La edad grenvilliana del Complejo Pie de Palo es considerada a partir de las dataciones U/Pb sobre circón realizadas por McDonough *et al.* (1993), quienes obtuvieron una edad de  $1060 \pm 20$  Ma sobre gneises de la región central de la sierra, la que fue interpretada como una edad de cristalización.

Por su parte, Varela y Dalla Salda (1993) obtuvieron una edad de  $1027 \pm 59$  Ma (isocrona Rb/Sr, roca total) sobre rocas metamórficas y migmatitas de los Esquistos del Centro, e interpretaron esta edad como de homogeneización del sistema producto de un evento tectotérmico. Pankhurst y Rapela (1998) presentaron una isócrona Rb-Sr sobre ortogneises graníticos, aflorantes en la parte central de la sierra de Pie de Palo, e indicaron una edad de formación para los mismos a los  $1021 \pm 12$  Ma.

Las rocas máficas y ultramáficas de la faja occidental han sido asignadas al ciclo grenvilliano por Vujovich *et al.* (2004) sobre la base de dataciones realizadas sobre un pegmatoide gabroico, en el cual obtuvieron una edad U-Pb de  $1204^{+5,3}_{-4,7}$  Ma, y en diques y filones capa de leucogabros/dioritas y tonalitas/granodioritas calcoalcalinas donde por medio de dataciones U-Pb TIMS y SHRIMP obtuvieron edades ca.  $1174 \pm 43$  y  $1169^{+8}_{-7}$  Ma.

Para las calizas cristalinas del sector noreste intercaladas tectónicamente en el Complejo Pie de Palo, Abbruzzi (1994), calculó relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con valores relativamente bajos y comparables con las curvas de variación secular de Sr para el Neoproterozoico.

### **b.- Unidad Difunta Correa**

Esta unidad fue definida por Baldo *et al.* (1998) y es equivalente en parte con las Metamorfitas Caucete de Dalla Salda y Varela (1984). Los afloramientos más importantes de esta unidad aparecen en el sector sur y borde oriental de la sierra (Figura IIA-2). Está integrada por metapelitas cálcicas, metareniscas cuarzo-feldespáticas, metacuarcitas, mármoles y anfibolitas. Según Baldo *et al.* (1998), presentan un metamorfismo que llega hasta facies de anfibolitas con presiones relativamente altas, aproximadamente 11 Kb, producto de la orogenia famatiniana (Casquet *et al.*, 2001).

Estudios de isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , C y O en carbonatos de esta unidad sugieren una edad neoproterozoica (720-580 Ma) (Galindo *et al.*, 2004); análisis geocronológicos SHRIMP en circones detríticos de una anfibolita intercalada, indican una edad máxima de sedimentación a los 625 Ma (Rapela *et al.*, 2005).

Núcleos y bordes de circones detríticos separados de esta unidad fueron datados por U-Pb SHRIMP y arrojaron edades entre 1032 y 1224 Ma en los núcleos, y de 460 Ma para los bordes (Casquet *et al.*, 2001). Las edades de los núcleos fueron interpretadas como edades de cristalización de los circones detríticos y provenientes del basamento grenvilliano de Pie de Palo. Por este motivo, estos autores indican que esta unidad es la cubierta sedimentaria del basamento mesoproterozoico. La edad de 460 Ma obtenida es interpretada como un borde de crecimiento originado en la orogenia famatiniana (Casquet *et al.*, 2001). Esta edad es consistente con la obtenida por Vujovich *et al.* (2004) para los bordes de crecimiento en circones mesoproterozoicos e interpretada como un evento metamórfico ordovícico.

Recientemente, Baldo *et al.* (2006) describieron en la quebrada Derecha, sector sudeste de la sierra, un gneis milonítico intercalado en la unidad Difunta Correa (Figura IIA-2). Acorde con estos autores, corresponde a un ortogneis con características geoquímicas de un monzogranito metaluminoso de intraplaca, el cual presenta una edad de cristalización U/Pb SHRIMP (circón) de  $774 \pm 6$  Ma. Este magmatismo fue interpretado por Baldo *et al.* (2006) como de tipo A y relacionado con la apertura del supercontinente de Rodinia.

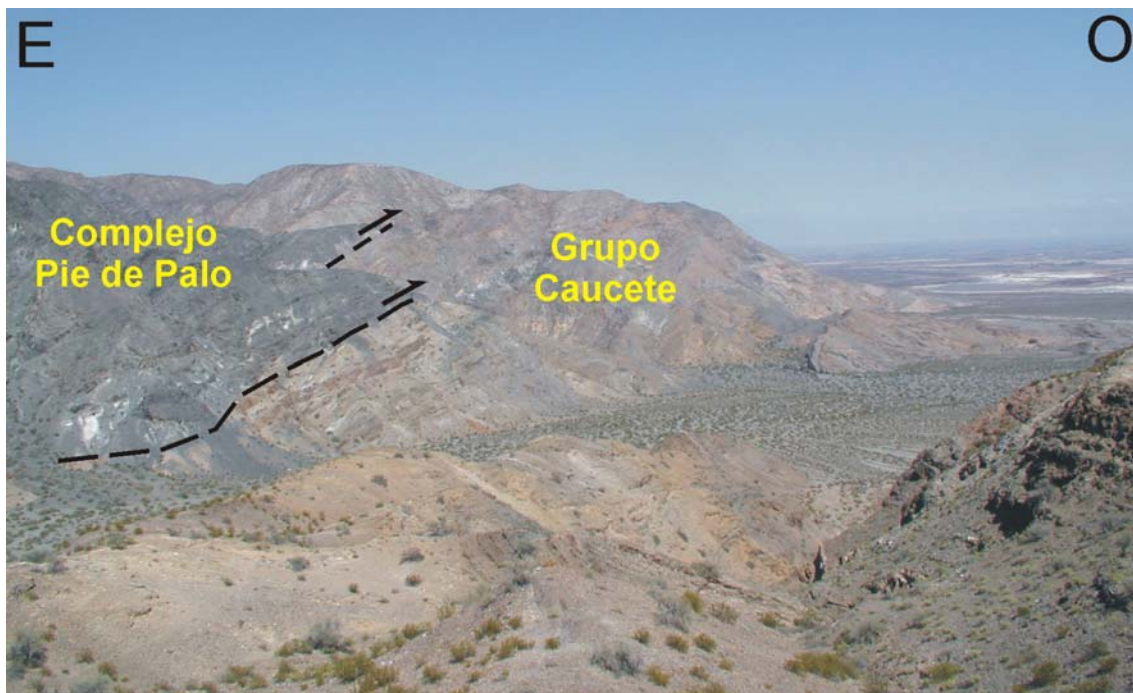
### **c.- Grupo Caucete**

El Grupo Caucete fue definido por Borrello (1963; 1969) para reunir todas las rocas calcáreas y cuarcíticas afectadas por metamorfismo de bajo grado aflorantes a

lo largo del flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. Los primeros trabajos sobre estas rocas de bajo grado y naturaleza carbonática-siliciclástica se deben a los reconocimientos de Schiller (1912), quien ya indicara en su sección geológica el contacto por falla con rocas del basamento de mayor grado metamórfico (Figura IIA-4). El primer bosquejo geológico del sector sudoccidental que incluye estas rocas fue presentado por Sttappenbeck (1910).

El Grupo Cauçete es equivalente a las Metamorfitas de Bajo Grado descritas por Minera TEA (1967) y en parte se corresponde con las Metamorfitas Cauçete de Dalla Salda y Varela (1984).

Borrello (1969) subdividió originalmente al grupo en cuatro formaciones, que de base a techo son Esquistos Puntilla Blanca, Caliza Angacos, Cuarcita El Quemado y Formación Pie de Palo. Recientemente fue redefinido por Vujovich (2003) y conformado por las siguientes formaciones ordenadas de base a techo: Cuarcita El Quemado, Formación La Paz, Formación El Desecho y Caliza Angacos.



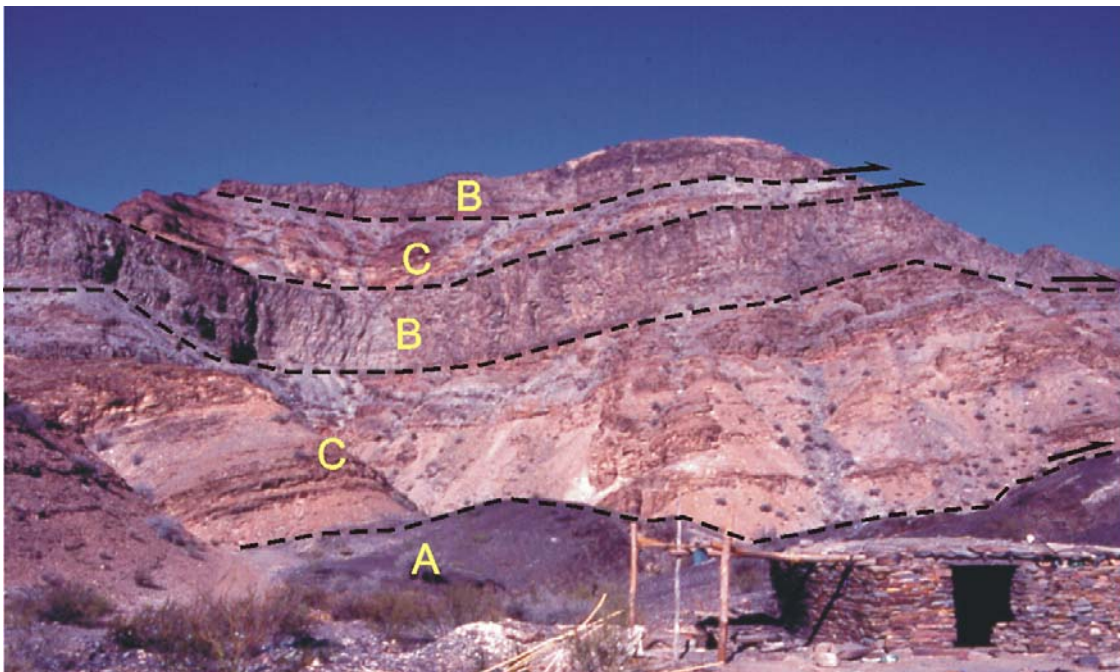
**Figura IIA-4.** Vista panorámica hacia el sur en el sector de la quebrada de la Cruz. Se puede observar el Complejo Pie de Palo en contacto por falla con el Grupo Cauçete a través del corrimiento Las Pirquitas.

Hacia el sur, en los cerros Valdivia y Salinas vuelven a aparecer rocas calcáreas, cuarcíticas y pelíticas correlacionadas, por varios autores, con el Grupo Cauçete. Calizas similares a las mencionadas, afectadas por un metamorfismo de bajo grado e intensa deformación, afloran en el flanco occidental de la sierra de la Huerta, en la Loma de Las Chacras (Figura IIA-1); estas rocas fueron relacionadas por Bastías

*et al.* (1984) con las unidades cambro-ordovícicas de la Precordillera. Los carbonatos que aparecen en la zona de sierra de la Huerta fueron reunidos como Mármol Pan de Azúcar por Vujovich (1995) o Formación Pan de Azúcar por Castro de Machuca *et al.* (2002). Por último resta mencionar los asomos de rocas carbonáticas aflorantes en la sierra de El Gigante en la provincia de San Luis comparados con los del Grupo Cauce por Gardini y Dalla Salda (1997) (Figura IIA-1).

Las asociaciones metamórficas distinguidas por Ramos y Vujovich (2000) permiten ubicarlo dentro de la facies de esquistos verdes. Según Castro de Machuca (1984) correspondería a subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita, con un pico térmico en el grado granate (Dalla Salda y Varela, 1984).

La edad de estas rocas, con características metasedimentarias, es motivo de amplia discusión, debido a la ausencia de fósiles diagnósticos, o de alguna relación estratigráfica que permita asignarle una edad relativa. Por otro lado, la complejidad de la estructura y deformación que presenta esta secuencia no permiten una clara correlación con unidades circundantes (Figura IIA-5).



**Figura IIA-5.** Vista al sur en la quebrada de las Burras: se pueden observar la Cuarcita El Quemado (B) y la Formación El Desecho (C) intercaladas tectónicamente y sobrecorridas sobre el Complejo Pie de Palo (A).

Los primeros estudios en referirlas al Paleozoico inferior fueron los realizados por Schiller (1912), quién comparó las secuencias calcáreas de la sierra de Pie de Palo con las rocas carbonáticas que aparecen en la Precordillera. Groeber (1948) también las correlacionó con las rocas carbonáticas de edad cámbror-ordovícica de la

Precordillera. Posteriormente, Borrello (1969) asignó estas rocas al “Infracámbrico” dentro del ciclo protoídico en su esquema geosinclinal. Linares *et al.* (1982), sobre la base de estudios de isótopos de carbono y oxígeno, las correlacionaron con lo que ellos denominaron Calizas del Zonda, donde incluyeron calizas y dolomías del Cámbrico temprano y medio al Ordovícico temprano, indicando esta edad para las calizas del Grupo Caucete. Dalla Salda y Varela (1982) basándose en el estudio de fases de deformación, propusieron una edad que abarca desde los 850 Ma hasta el Paleozoico inferior.

Abbruzzi (1994) realizó estudios isotópicos en calizas de grano fino pertenecientes al Grupo Caucete de la zona de Ceferino Namuncurá en el sector sudoccidental de la sierra. Destacó que las relaciones de estroncio en el Grupo Caucete son elevadas ( $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7091$  aproximadamente) y concluyó que probablemente correspondan al Cámbrico inferior, pero que el metamorfismo pudo haber modificado la relación isotópica inicial. También, sobre la base de análisis isotópicos, Sial *et al.* (2001), asignaron una edad cámbrica dudosa a estas unidades carbonáticas. En una reciente contribución Galindo *et al.* (2004), consideraron al Grupo Caucete como equivalente a la plataforma carbonática cámbrica de Precordillera, teniendo en cuenta los valores isotópicos de  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$ , coincidiendo en este sentido con las interpretaciones previas de Linares *et al.* (1982).

Por último cabe destacar la presencia de icnofósiles descritos por Bordonaro *et al.* (1992) que podría acercar al Grupo Caucete a una edad equivalente a la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior).

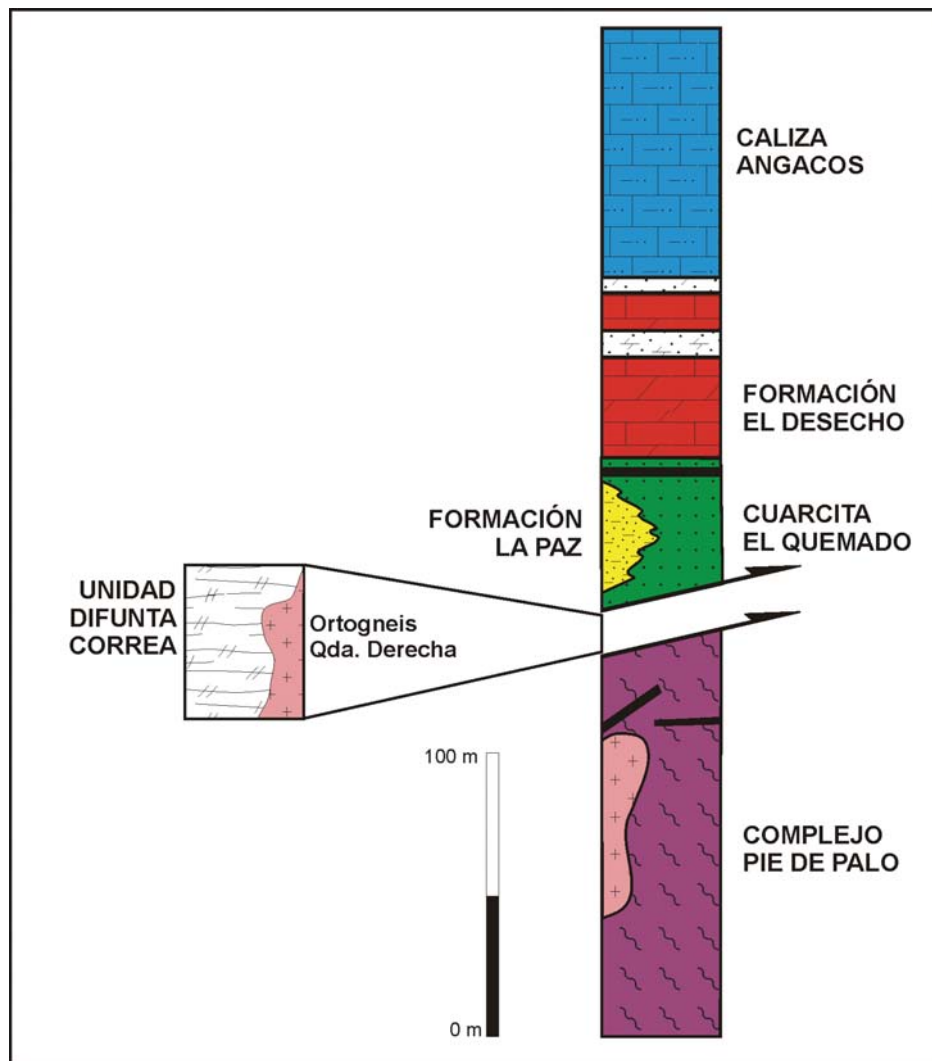
En definitiva, de acuerdo al análisis realizado, la edad de cada formación de este conjunto metasedimentario es discutida y se ubicaría entre el Precámbrico superior y el Paleozoico inferior.

### **Estratigrafía del Grupo Caucete**

Como se mencionó anteriormente, Borrello (1963, 1969) integró en el Grupo Caucete a los Esquistos Puntilla Blanca, formados por esquistos y filonitas de color verde, sin base expuesta y con un espesor visible de 30 m; Formación Angacos compuesta por una sucesión de bancos calcáreos, calizas dolomíticas y dolomías de color gris, gris claro, blanquecinas y gris oscuras, de unos 200 m de potencia y con evidencias fosilíferas dudosas; Cuarcita El Quemado formada por cuarcitas arenosas y ortocuarcitas y Formación Pie de Palo compuesta por unos 2000 m de areniscas y esquistos submetamórficos a metamórficos de apreciable extensión entre las

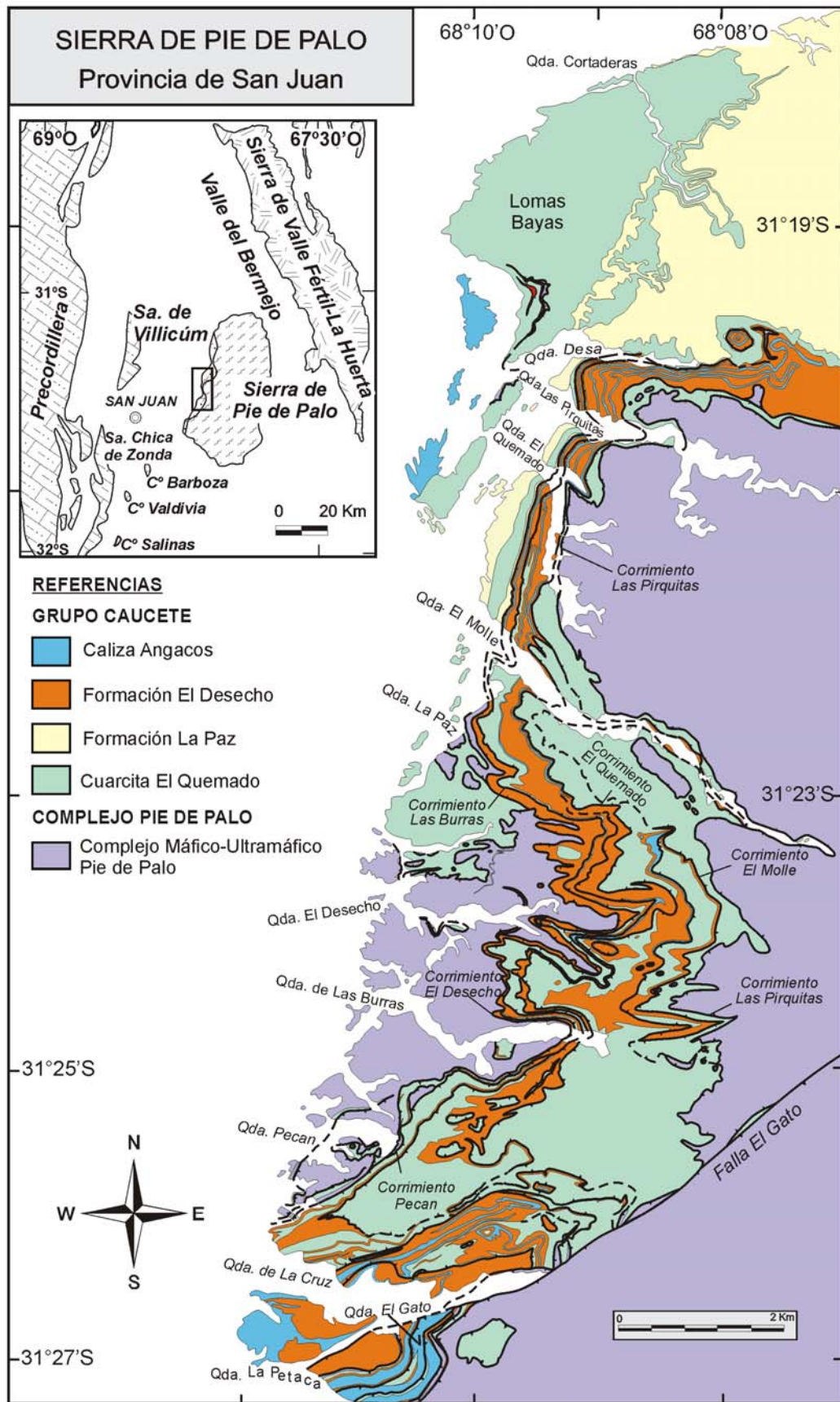
quebradas de El Gato y La Petaca. Según este autor, por encima aparecen por fractura las rocas del basamento metamórfico del Precámbrico.

A continuación se describirá la estratigrafía del grupo (Figura IIA-5) según las modificaciones realizadas por Vujovich (2003), las que fueron la base del mapeo de detalle realizado por Van Staal, Vujovich y Naipauer (en preparación) y que se presenta en este trabajo (Figura IIA-6).



**Figura IIA-5.** Columna estratigráfica esquemática donde se presentan las unidades aflorantes en el sector occidental y sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, los espesores representados son mínimos (Vujovich, 2003; Baldo *et al.*, 1998; 2006).

**Cuarcita El Quemado** (Borrello, 1963; 1969): En esta formación se agrupan la mayor parte de las rocas silicoclásticas que afloran en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. Están representadas por cuarcitas, esquistos cuarzo–feldespato–micáceos, y sus productos cataclásticos. Estas rocas fueron reconocidas por Ramos y Vujovich (2000) desde la quebrada Agua del Conejo, en el extremo norte de la sierra, hasta la



**Figura IIA-6.** Mapa geológico de la zona de estudio entre las quebradas de Cortaderas (Lomas Bayas) y La Petaca en el sector centro-oeste de la sierra de Pie de Palo (van Staal, Vujovich y Naipauer, en preparación).

quebrada La Petaca en el sur, donde las cuarcitas quedan subordinadas por las rocas calcáreas. Los mejores afloramientos se encuentran en la zona comprendida entre las quebradas El Quemado y El Gato.

Los espesores son muy difíciles de estimar ya que la sucesión presenta una deformación muy intensa, reflejada por el fallamiento y plegamiento asociado (Figura IIA-7). Dalla Salda y Varela (1984) reconocieron bancos de potencias variables entre 15 y 20 metros en el sector sudoccidental. Cardó (1978) estimó los máximos espesores, entre 100 y 300 metros, en la quebrada Grande del Molle, aunque indica que estos no son primarios.

Mesoscópicamente las cuarcitas y metareniscas se caracterizan por presentar colores claros, con tonalidades verdosas y amarillentas (Figura IIA-7), la granulometría es predominantemente fina a mediana, presentando en algunos casos pequeños granos de feldespato del tamaño de unos pocos milímetros. El cuarzo es el mineral más abundante, seguido por feldespatos y filosilicatos, muscovita y en menor proporción biotita. Es común observar en las variedades amarillentas numerosos niveles de unos pocos centímetros de espesor de cuarcitas de color negro y de granulometría muy fina, están compuestas principalmente por cuarzo, además de cristales de feldespatos y escasas micas, el color oscuro se debe a la abundancia de minerales opacos diseminados, de grano muy fino y cristales de pirita.



**Figura IIA-7.** Afloramientos de la Cuarcita El Quemado en la entrada de la quebrada Desa. Vista de un paquete donde se observan metareniscas feldespáticas de tonalidades amarillentas intercaladas con cuarcitas verdosas. La unidad está fuertemente plegada con ejes subhorizontales.

Todas estas rocas presentan una laminación fina producto de la deformación y recristalización milonítica. El bandeamiento produce una alternancia de capas más micáceas con otras cuarzosas.

**Formación La Paz** (*van Staal et al., 2002; Vujovich, 2003*): Esta formación está constituida por esquistos micáceo–granatífero–albiticos y sus derivados miloníticos (Vujovich, 2003). Los mejores afloramientos se encuentran entre las quebradas La Paz y Las Pirquitas pero se continúan hasta la zona de Lomas Bayas en el norte (Figura IIA-8). Entre las quebradas de El Molle y El Quemado se puede observar claramente cómo se intercalan los bancos de la Formación La Paz con los de la Cuarcita El Quemado, sugiriendo un pasaje transicional entre ambas formaciones. Los máximos espesores son de unos 250 m y se encuentran en la zona de El Quemado, aunque los bancos muestran espesores variables que pueden ir desde unos pocos centímetros hasta unos tres metros, como producto de la deformación (Vujovich, 2003).

Las rocas se presentan en el campo con colores oscuros, con tonos verde grisáceos y grises. La granulometría va desde muy fina a media, presentan porfiroblastos de albita con tamaños de hasta 2 mm (Vujovich, 2003), abundantes micas, cuarzo y también es común observar cristales de granate.

Van Staal *et al.* (2002) mencionaron la presencia de circones pequeños, prismáticos y límpidos, que sumado a la mineralogía y la disposición de las rocas en el campo, sugirieron un origen volcánico-clástico para el protolito de estas rocas.



**Figura IIA-8.** Afloramiento de la Formación La Paz (color verde) intercalado con la Cuarcita El Quemado en la zona de Lomas Bayas.

**Formación El Desecho** (van Staal et al., 2002; Vujovich, 2003): Esta formación es descrita por primera vez por van Staal et al. (2002), bajo el nombre de Formación Puntilla Blanca, esta denominación también fue utilizada por Vujovich et al. (2003). El nombre original fue sustituido por Formación El Desecho (Vujovich, 2003), debido a que esta denominación formacional había sido utilizada por Borrello (1969) para una unidad del Grupo Cauce de la cual no fue claramente identificada.

La Formación El Desecho está integrada por mármoles dolomíticos, esquistos calcosilicáticos y esquistos cuarzo-feldespático-micáceos. Los espesores son muy variables desde unos pocos metros hasta 40 metros en la zona de la quebrada El Desecho. Su color resalta en el campo por presentar colores rojizos con tonalidades amarillentas a negras y verdosas (Figura IIA-9).



**Figura IIA-9.** Aspecto de la Formación El Desecho formada por mármoles calcáreos-dolomíticos de colores rojizos y blanquecinos intercalados con esquistos carbonáticos de colores más grisáceos, área de La Olla. Se destaca el plegamiento que presentan las capas.

Esta unidad presenta intercalados bancos de cuarcitas y metareniscas carbonáticas. Estos alcanzan unos pocos metros de potencia y fueron observados principalmente en el sector de La Olla, entre las quebradas de La Cruz y de Pecán (véase mapa de la Figura IIA-6). La granulometría varía de fina a mediana; presentan colores claros con tonalidades blanquecinas a amarillentas.

**Caliza Angacos** (Borrello, 1969): La Caliza Angacos está compuesta por esquistos calcáreos, filitas y mármoles calcáreo-dolomíticos que presentan sobreimpuesto un fenómeno de cataclasis producto de la deformación a la que ha sido afectada toda la zona (Figura IIA-10). Los afloramientos más importantes comienzan a partir de la quebrada de El Gato y se extienden hacia el sector sudoccidental de la sierra. Dalla Salda y Varela (1984) mencionan que los mármoles y esquistos calcáreos forman fajas de espesores variables y que alcanzan una potencia máxima de hasta 200 m en la quebrada Ancha de la Puntilla.

En ningún caso la base de la secuencia está expuesta. Comienzan con esquistos y filitas calcáreos de grano fino, de color gris a negro, con tonalidades azuladas y amarillentas, y hacia el techo, los mármoles se tornan dominantes, presentando un aspecto mucho más macizo y compacto (Ramos y Vujovich, 2000).

La composición mineralógica varía entre rocas compuestas mayoritariamente por calizas y/o dolomías, hasta variedades donde el cuarzo, los feldespatos, la muscovita y la biotita dominan sobre los carbonatos.

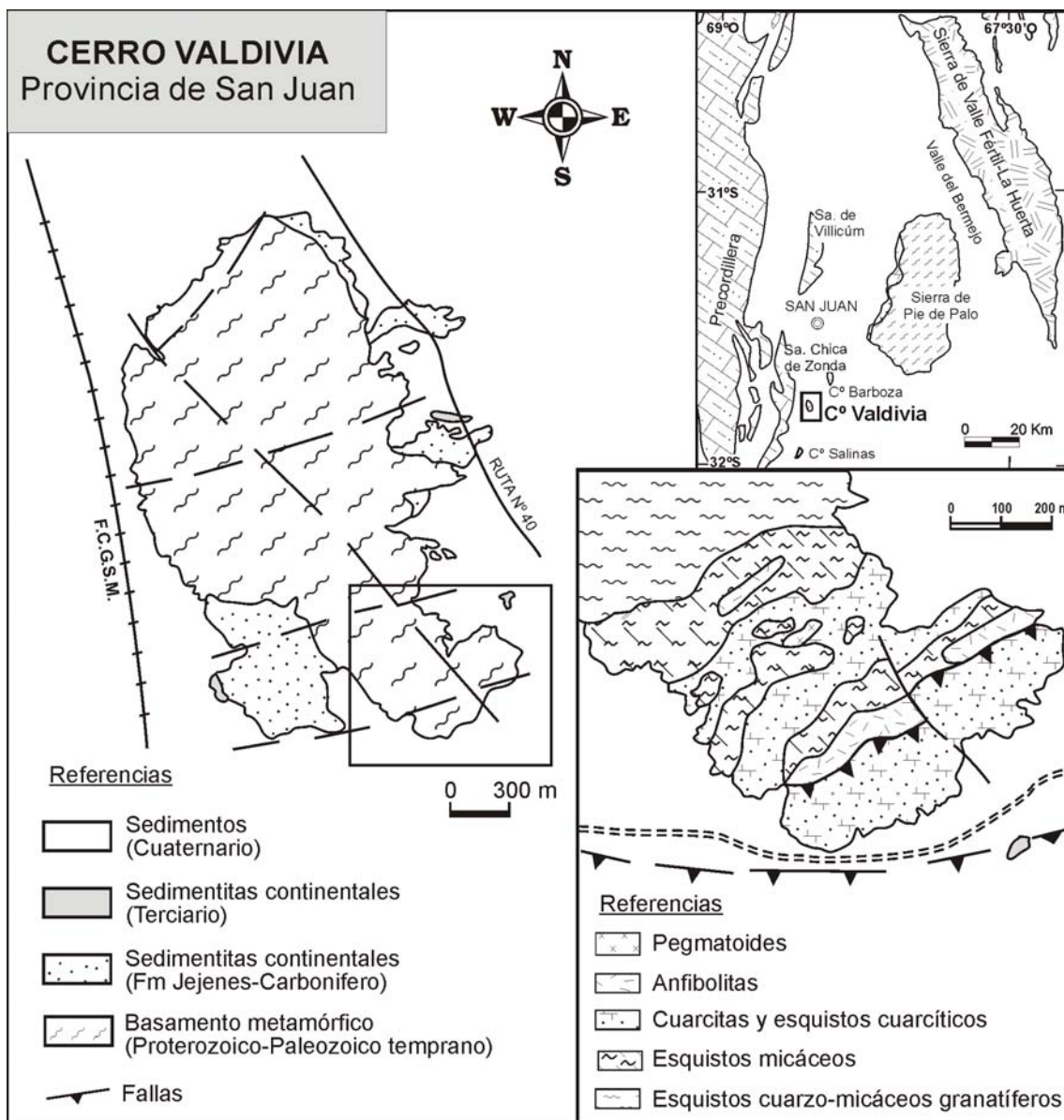


**Figura IIA-10.** Alternancia de bancos de calizas y esquistos calcáreos de la Caliza Angacos en la quebrada del Gato.

El protolito de estas rocas ha sido interpretado como derivado de una secuencia sedimentaria donde alternaban capas de carbonatos más o menos impuros.

#### 4.- Cerro Valdivia

El cerro Valdivia es un pequeño afloramiento ubicado 45 km al sudoeste de la sierra de Pie de Palo sobre la ruta nacional 40. Está conformado principalmente por rocas metamórficas y cubierto por sedimentitas del Paleozoico Superior, Terciario y por acarreo reciente (Figura IIA-11).



**Figura II-11.** Mapa geológico esquemático del cerro Valdivia con las unidades aflorantes más importantes (modificado de Kilmurray y Dalla Salda, 1972); en el detalle del recuadro se muestra la geología del sector sudeste del cerro (modificado de Vujovich, inédito).

Desde los primeros trabajos de relevamiento geológico y petrográfico llevados a cabo por Stappenbeck (1910) y Steiglitz (1914), hasta los estudios más detallados realizados por Alascio (1941), se relacionan las rocas del basamento metamórfico del cerro Valdivia con la sierra de Pie de Palo.

Más tarde, Kilmurray y Dalla Salda (1972) analizaron en detalle la composición litológica, la estructura y el metamorfismo de este basamento. Reconocieron cuatro tipos de rocas principales compuestas por esquistos cuarzo-muscovíticos y clorítico-biotíticos, anfibolitas e inyecciones graníticas. Estos autores concluyeron que los esquistos son derivados principalmente de areniscas cuarzosas y menor proporción feldespáticas de grano fino, por lo tanto les asignaron un protolito sedimentario; mientras que las anfibolitas fueron interpretadas como originadas a partir de rocas básicas intrusivas.

Por otro lado, Dalla Salda y Rapela (1972) de acuerdo a sus estudios geoquímicos también interpretaron a las anfibolitas como originadas a partir de rocas ígneas básicas. Más tarde, Vujovich (1994) realizó una reinterpretación de la geoquímica y basado en estos análisis reconoció dos asociaciones de rocas: en la unidad I integró esquistos y piroxenitas, a las que caracterizó como una asociación geoquímica de arcos de islas; y a la unidad II, conformada por anfibolitas y esquistos, les asignó un ambiente de intraplaca oceánica con características E-MORB. Recientemente, Vujovich y Kay (1998) y Vujovich *et al.* (2004) describieron cumulos máficos y ultramáficos en el cerro Valdivia y confirmaron la afinidad geoquímica de las anfibolitas con un ambiente de arcos de islas. Además relacionan estas rocas con las rocas máficas y ultramáficas de edad grenvilliana que afloran en el cerro Barboza y en la sierra de Pie de Palo.

El metamorfismo definido por Kilmurray y Dalla Salda (1972) y Dalla Salda y Rapela (1972) alcanza el grado de facies de esquistos verdes, con una subfacies en el grado granate, y lo caracterizan como regional de tipo Barrowiano.

Las rocas metasedimentarias de especial importancia para nuestro estudio por su relación con el Grupo Caucete, han sido descritas por Kilmurray y Dalla Salda (1972) como derivadas de psamitas cuarzosas con escaso material pelítico y feldespático. Distinguen por su mineralogía metamórfica esquistos cuarzo-muscovíticos, mencionando que hay variedades con cristales de granates con cloritas evidenciando un metamorfismo retrógrado. También reconocen variedades litológicas con biotita y clorita donde son más comunes los porfiroblastos de granate y albita, con numerosas inclusiones orientadas de opacos.

La edad de las rocas del basamento del cerro Valdivia es algo discutida; Ramos *et al.* (1998) produjeron numerosas edades por la metodología Ar/Ar en

muscovita y hornblenda. Un grupo de datos, pertenecientes a muestras de diques graníticos emplazados en metapiroxenitas, arrojaron una edad plateau obtenida sobre muscovitas de  $425 \pm 0,2$  Ma. Por otro lado, una muestra de metapiroxenita produjo edades sobre hornblenda de aproximadamente 1050 Ma, pero mencionan que el plateau Ar/Ar obtenido no está bien definido. Sin embargo argumentaron que esta edad tiene significado geológico porque es comparable con las edades U/Pb del Complejo Pie de Palo (Ramos *et al.*, 1998).

En la Figura IIA-11b se muestra el sector sudeste del cerro donde se realizaron los trabajos dedicados principalmente a reconocimientos de las unidades y muestreo. La secuencia se caracteriza por la predominancia de cuarcitas y esquistos cuarcíticos intercalados con esquistos micáceos, y en contacto tectónico y en menor proporción aparecen bancos de anfibolitas de unos pocos metros de espesor.

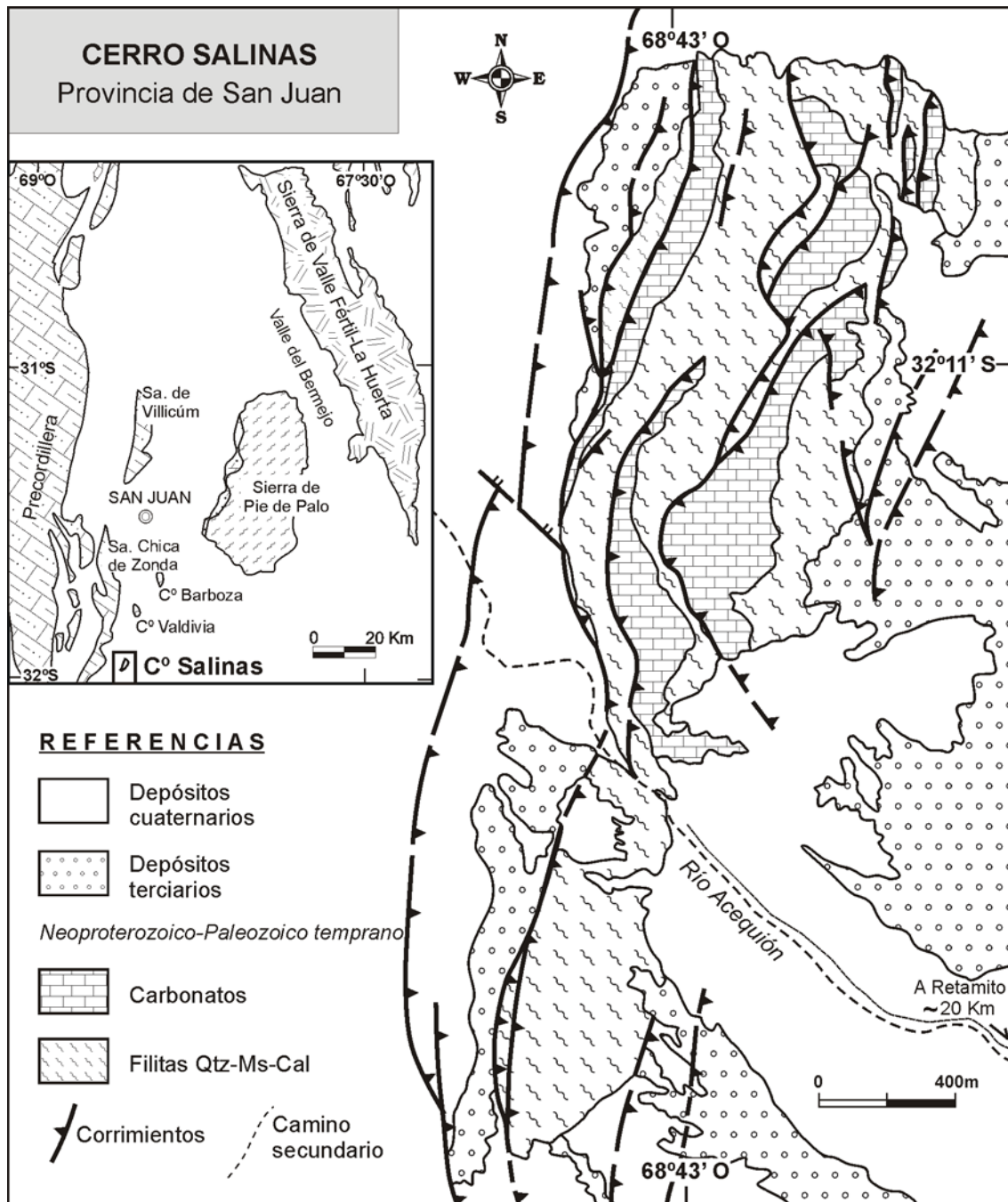
## 5 Cerro Salinas

El cerro Salinas, aislado entre sedimentitas cenozoicas, está ubicado en el límite entre las provincias de Mendoza y San Juan, 80 km al sudoeste de la sierra de Pie de Palo. Los primeros estudios de reconocimiento geológico fueron realizados por Stappenbeck (1910) (Figura IIIA-12).

Posteriormente Mauri (1943), en un levantamiento geológico detallado, describió dos unidades metamórficas principales: una compuesta por calizas grises y otra formada por esquistos o metasedimentitas, con relación tectónica entre ambas (Figura IIA-13). Este trabajo permitió definir que el cuerpo central del cerro Salinas, se compone principalmente de tres escamas calcáreas intercaladas tectónicamente entre una secuencia de metasedimentos clásticos, presentando vergencia predominantemente occidental. Los esquistos son de grano fino a medio y de tonalidades rojizas y verdosas. Las calizas de grano fino se presentan en tonos blanquecinos y grises, se disponen en fajas que pueden llegar hasta 40 m de espesor y que fueron en su momento objeto de explotación.

Harrington (1971) en la descripción de la Hoja Geológica 22c - Ramblón, correlacionó las rocas calcáreo-esquistosas que aparecen en el cerro Salinas con la Formación Rinconada, que se desarrolla en las sierras Chica de Zonda y Villicum (Precordillera Oriental) y las asignó al Ordovícico. Distinto es el criterio seguido por Scanavino y Guichón (1973) al ubicar estas rocas, con evidencias de metamorfismo, en el Infracámbrico y homologarlas con la secuencia del Grupo Caucete, que se expone en la sierra de Pie de Palo. Los estudios petrográficos de Llano *et al.* (1984)

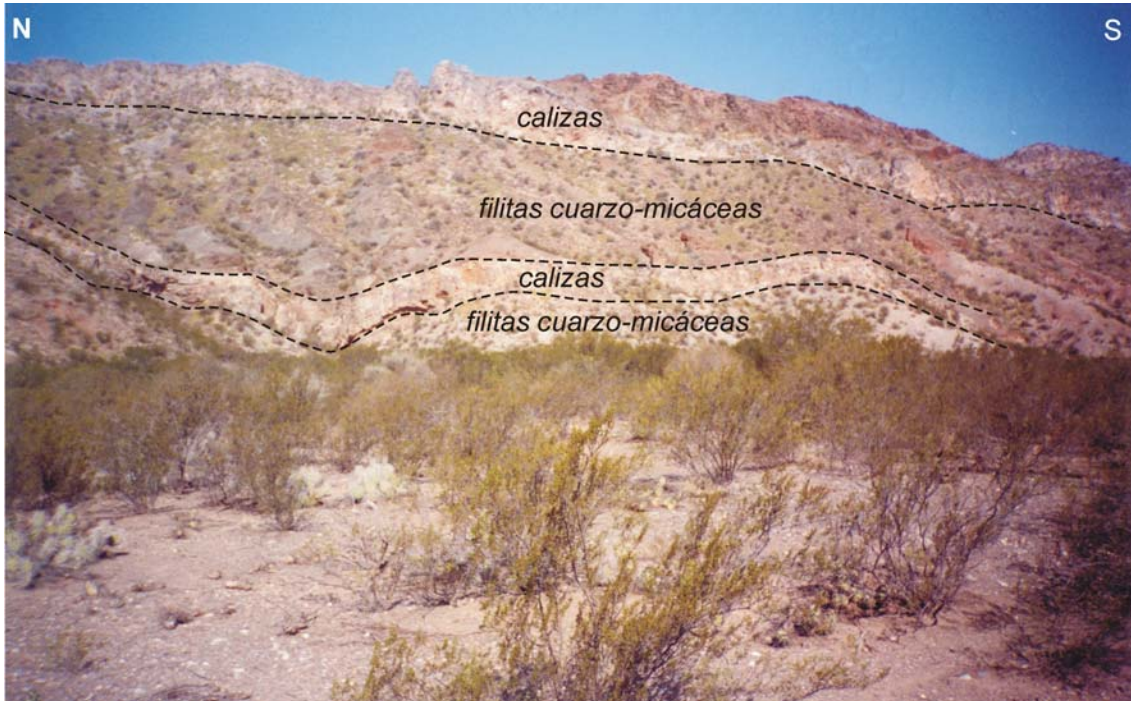
definieron un metamorfismo en facies de esquistos verdes para las rocas aflorantes en el cerro Salinas.



**Figura IIA-12.** Mapa esquemático de los afloramientos del cerro Salinas (modificado de Cominguez y Ramos, 1991).

Más recientemente, fueron presentados estudios sobre la estructura del cerro Salinas (Cominguez y Ramos, 1991; Vergés *et al.*, 2002), en base a la interpretación de líneas sísmicas y geología de superficie. Estos trabajos indican que el grosor de basamento involucrado es muy reducido y mencionan que se compone de un sistema imbricado de fallas que afecta a esquistos y carbonatos comparables con el Grupo

Caucete. Sugieren que esta situación de pequeñas láminas de basamento sean la causa de los afloramientos discontinuos del grupo de cerrillos Barboza, Valdivia y Salinas. Además hacen una distinción con la estructura mucho más profunda que



**Figura IIA-13.** Vista hacia el este del cerro Salinas, se pueden distinguir cuatro escamas tectónicas que interdigitan bancos de calizas grisáceas y de filitas cuarzo-micáceas.

caracteriza a las sierras de Pie de Palo y Valle Fértil. Por último, estiman que la deformación andina comenzó en las Sierras Pampeanas Occidentales, y en especial en el cerro Salinas, en la base del Mioceno temprano (ca. 11 Ma).

## **B.- PRECORDILLERA**

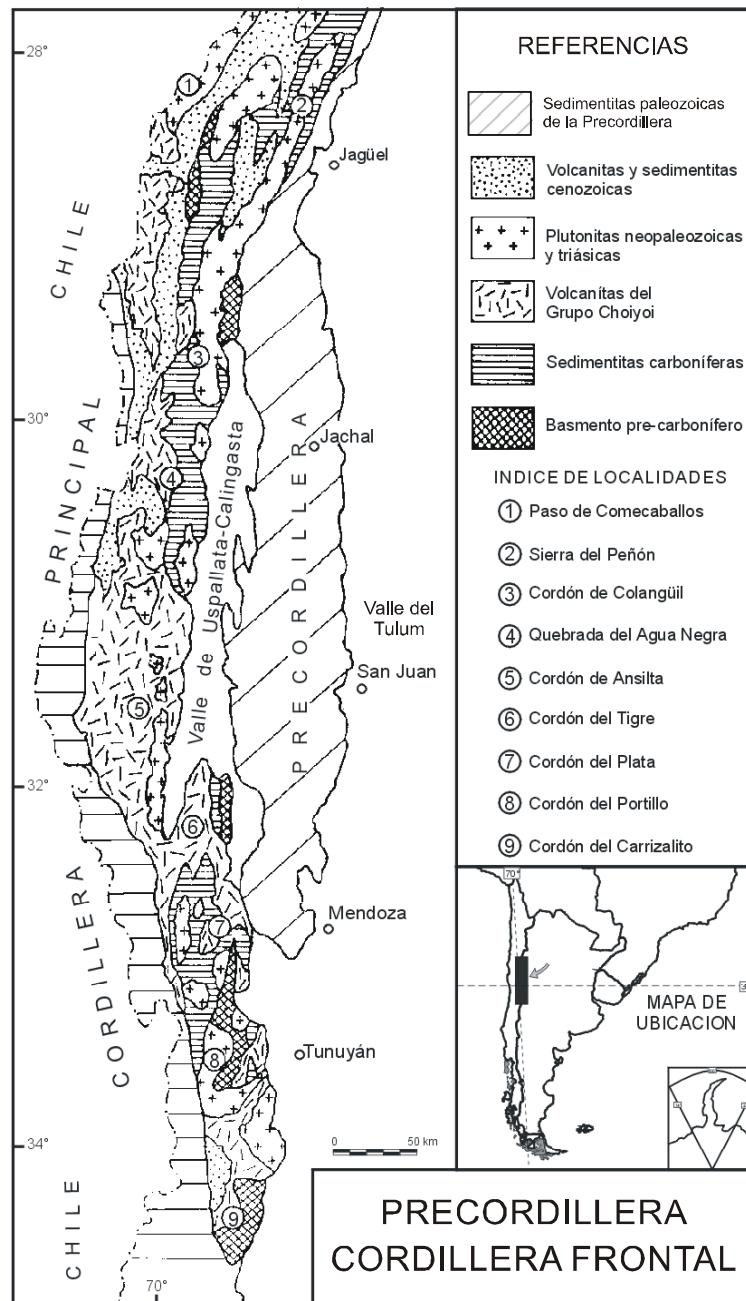
### **1.- Marco geológico regional**

La provincia geológica Precordillera (Figura IIB-1) se distingue claramente con respecto a sus vecinas por el gran desarrollo de los depósitos sedimentarios del Paleozoico, y especialmente por la sucesión carbonática fosilífera del Cámbrico y del Ordovícico.

Otra característica sobresaliente es la estructura desarrollada mayormente durante el Cenozoico conformando una faja plegada y corrida de doble vergencia. La misma involucra a las secuencias sedimentarias paleozoicas del sector occidental y central con estructuras epidérmicas y de vergencia al este, y un sector oriental donde las fallas son de piel gruesa e involucran al basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales con vergencia al oeste (Ortiz y Zambrano, 1981). La edad de la estructura ha sido clásicamente atribuida a la orogenia ándica por diversos autores (Cristallini y Ramos, 2000; y referencias allí citadas), sin embargo la existencia de una deformación pre-andina también es reconocida. Recientemente, Alonso *et al.* (2005) atribuyen la clásica estructura de faja plegada y corrida precordillerana a la orogenia gondwánica (Pérmico temprano) y con una reactivación en el ciclo andino.

Por otro lado, el basamento de las secuencias sedimentarias es conocido en forma indirecta a través de xenolitos de rocas metamórficas en rocas volcánicas terciarias (Leveratto, 1968), las edades obtenidas fueron grenvillianas y comparables con el Complejo Pie de Palo perteneciente a las Sierras Pampeanas Occidentales (Abruzzi *et al.*, 1993; Kay *et al.*, 1996).

El basamento y las unidades cambro-ordovícicas de la Precordillera Argentina son interpretados como un fragmento de corteza exótico a Sudamérica y derivado de Laurentia desde los primeros trabajos de Ramos *et al.* (1986); Mpodozis y Ramos, 1989; Dalla Salda *et al.* (1992); Astini *et al.* (1995); Thomas y Astini (1996); Dalziel (1997) y Keller *et al.* (1998) entre otros. Ramos (1995) definió el terreno compuesto de Cuyania (Figura IIA-1) para integrar los depósitos de plataforma carbonáticos de la Precordillera y del bloque de San Rafael, más el basamento grenvilliano aflorante hacia el este en la sierra de Pie de Palo principalmente. Más tarde, Sato *et al.* (2000) extiende el terreno hasta el bloque de Las Matras por la presencia de un basamento de la misma edad.



**Figura IIB-1.** Mapa regional de ubicación de la Precordillera y de la Cordillera Frontal (tomado de Ramos, 1999).

Actualmente hay cierto consenso entre los autores en que el terreno Cuyania proviene del engolfamiento de las Ouachitas en el sudeste de los Apalaches y que después de su deriva por el océano de Iapetus colisionó en el Ordovícico medio con Gondwana. Sin embargo, hay otros modelos que han propuesto un origen para- autóctono para Cuyania, el que habría sido desplazado desde el sur de Gondwana, hasta la posición actual, por movimientos de transcurrancia acaecidos en el Paleozoico temprano (Baldis *et al.*, 1989; Aceñolaza *et al.*, 2002; Finney *et al.*, 2005).

## **2.- Reseña estratigráfica (Precordillera Oriental, Central y Occidental)**

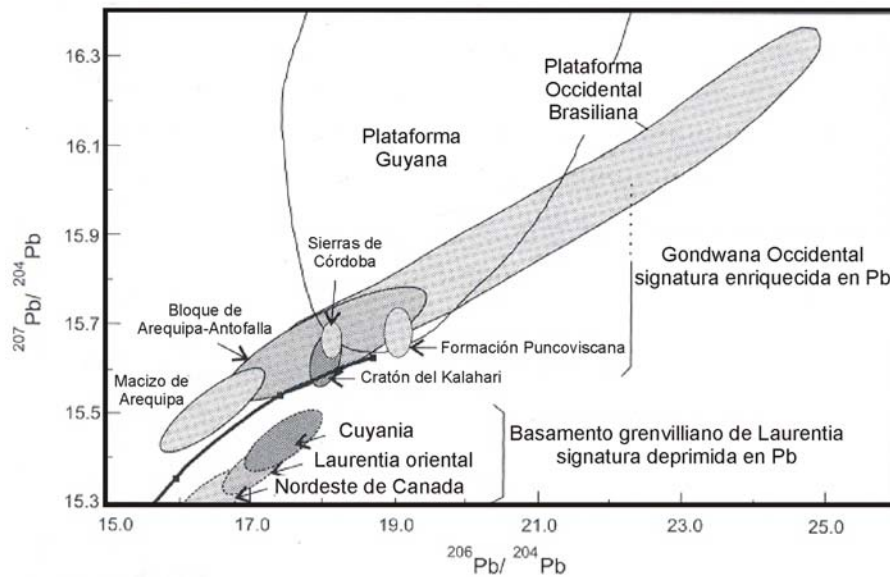
### **a.- Evidencias del basamento**

Como fue mencionado anteriormente, no se conocen afloramientos directos del basamento sobre el que se desarrollaron las secuencias sedimentarias del Paleozoico de la Precordillera. Sin embargo, existen diversos estudios sobre xenolitos encontrados en lavas terciarias que evidencian un substrato metamórfico profundo. Las primeras menciones se deben a Leveratto (1968) quien describió la presencia de xenolitos de rocas metamórficas en las lavas andesíticas y dacíticas de Ullum, provincia de San Juan. Estudios más detallados sobre estos xenolitos fueron realizados por Abruzzi *et al.* (1993) en los cuerpos volcánicos del cerro Blanco de Zonda y de Ullum; estos autores describieron fragmentos de anfibolitas, ortogneises biotíticos, gneises granulíticos y granulitas piroxénicas. Sus estudios geoquímicos e isotópicos definieron que el protolito fue mayormente de composición basáltica formado en un sistema de arcos de islas. A su vez, presentaron la primera evidencia sobre la edad grenvilliana del basamento de la Precordillera, con datos U/Pb sobre circón de  $1188 \pm 122$  Ma. Más tarde, Kay *et al.* (1996) confirmaron estas edades con dataciones U/Pb sobre circón en un xenolito máfico, con una edad de  $1099 \pm 3$  Ma, y sobre otros más ácidos y de  $1102 \pm 6$  y  $1096 \pm 50$  Ma.

Por otra parte, Kay *et al.* (1996) basados en las relaciones de los isótopos de Pb relacionaron los xenolitos corticales de la Precordillera con las rocas de basamento que aparecen en la sierra de Pie de Palo. También mencionan la similitud con las rocas aflorantes en la región de los Llanos en Texas comparando el basamento de la Precordillera con el cinturón Grenville de Laurentia (Figura IIB-2).

### **b.- Cobertura paleozoica: estratigrafía y paleoambiente sedimentario**

De acuerdo a las características estructurales y estratigráficas la Precordillera puede ser subdividida en tres sectores morfoestructurales bien diferenciados: Oriental, Central y Occidental (Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis *et al.*, 1982) (Figura IIB-3). Por otro lado, Astini *et al.* (1995) dividieron los depósitos eopaleozoicos de la Precordillera en dos tectofacies: oriental y occidental. La tectofacies oriental con asomos en la Precordillera Oriental y Central, y la tectofacies occidental con afloramientos en la Precordillera Occidental (Figura IIB-3).

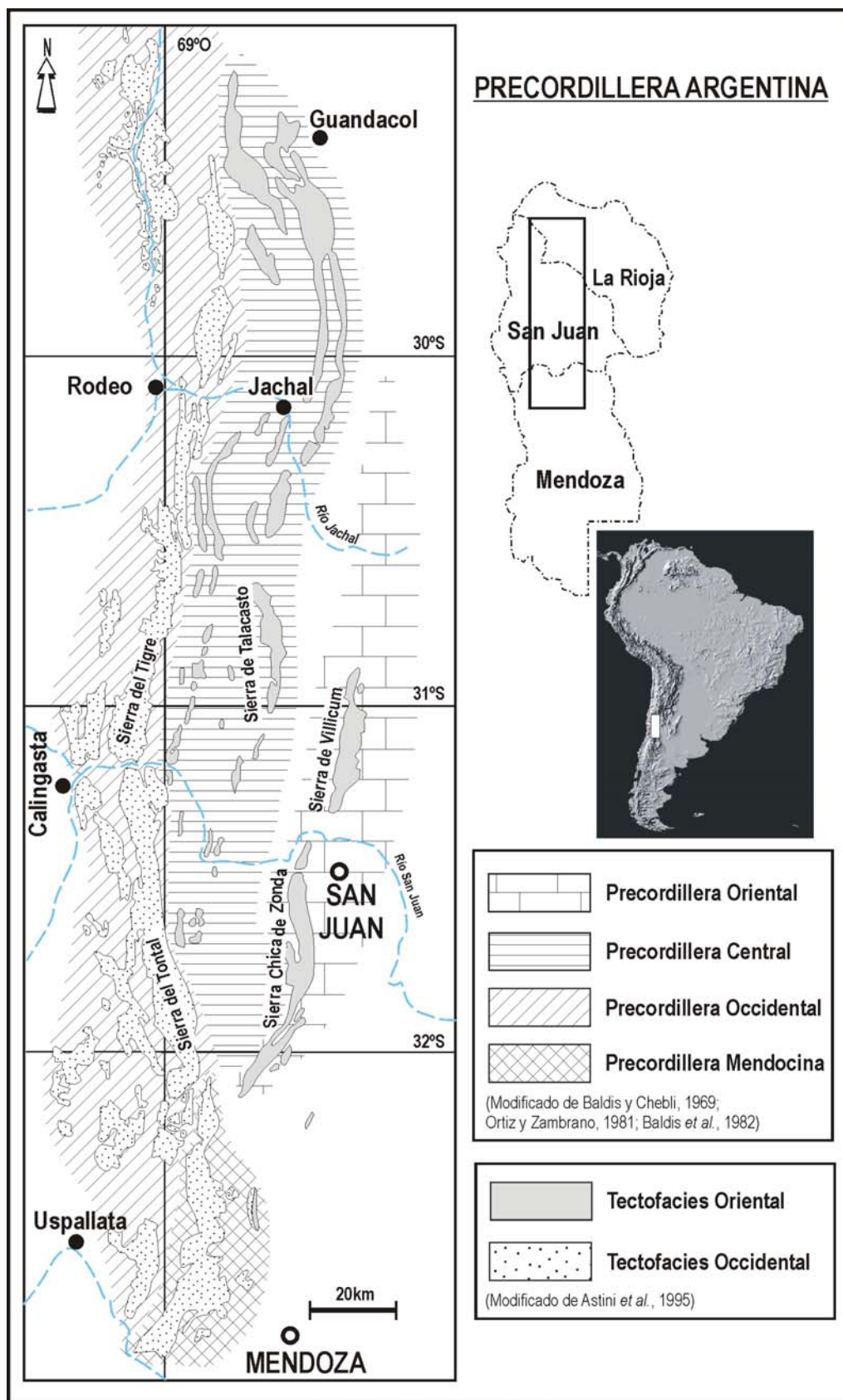


**Figura IIB-2.** Relaciones isotópicas de  $Pb^{206}/Pb^{204}$  vs.  $Pb^{207}/Pb^{204}$  analizadas en diferentes basamentos tanto de Gondwana como de Laurentia. Nótese que en el gráfico se muestran las características de los terrenos gondwánicos, enriquecidos en  $Pb^{207}/Pb^{204}$ , y las del basamento grenvilliano de Laurentia con una signatura deprimida en Pb (modificado de Ramos, 2004).

Por otro lado, Bordonaro (1990, 2003) señala en los depósitos carbonáticos cambro-ordovícicos una zona de plataforma carbonática interna para los afloramientos de la Precordillera Oriental y Central en la provincia de San Juan, y parte de La Rioja; otro sector de plataforma externa y talud continental con extensión en la Precordillera Occidental de San Juan; y en el sector austral de la Precordillera Mendocina define una zona mixta con ambientes de plataforma interna, externa y talud superior (Bordonaro, 2003).

La **Precordillera Oriental** (Figura IIB-3) está caracterizada por presentar depósitos de plataforma carbonática de edad principalmente cámbrica y ordovícica. Las exposiciones más importantes se localizan en el cerro Pedernal, en la sierra Chica de Zonda y en la sierra de Villicum. En el sur de la provincia de La Rioja, en las cercanías de la localidad de Guandacol, aflora una sucesión evaporítica-dolomítica (Furque, 1972) que es interpretada como el comienzo de la sedimentación cámbrica de tipo sinrift de la Precordillera y es incluida en este sector por Astini *et al.* (1995).

La sucesión carbonática de plataforma abarca un rango cronoestratigráfico desde el Cámbrico inferior tardío hasta el Ordovícico temprano. Comienza con el Grupo Marquesado (Bordonaro, 1980), el cual está integrado por las Formaciones La Laja y Zonda; y el Grupo Matagusanos (Baldis *et al.*, 1981) compuesto por las Formaciones La Flecha y San Juan.



**Figura IIB-3.** Mapa de la Precordillera Argentina donde se muestran los sectores Oriental, Central y Occidental (modificado de Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis, 1982). A su vez, se anexó la subdivisión tectofacial de las unidades cambro-ordovícicas de la Precordillera propuestas por Astini *et al.* (1995).

La Formación La Laja (Caliza La Laja, Borrello, 1962, emend. Bordonaro, 1980) la componen mayormente carbonatos pero tiene la particularidad de presentar un aporte de material silicoclástico en los niveles basales. Fue subdividida en cuatro Miembros: El Estero, Soldano, Rivadavia y Juan Pobre, todos de composición calcárea, calcárea arcillosa y margosa (Bordonaro, 1980) (Figura IIB-4). Recientemente, Gómez *et al.* (2002) propusieron separar a los últimos 45 metros del miembro Juan Pobre, por el especial arreglo de las litofacies, en el Miembro Las Torres, y mencionan que pasa en transición a la Formación Zonda.

La Formación Zonda (Bordonaro, 1980) está conformada por calizas dolomíticas y dolomías con estructuras sedimentarias de poca profundidad, no tiene fósiles pero por su posición estratigráfica es ubicada en el Cámbrico superior temprano. Por encima continúa la Formación La Flecha (Baldis y Bordonaro, 1981) que se caracteriza por una alternancia de calizas y dolomías con chert y poseer abundantes estructuras algales estromatolíticas y trombolíticas que evidencian una plataforma parcialmente restringida.

La sucesión ordovícica comienza con la Formación La Silla, definida por Keller *et al.* (1994) para agrupar el miembro superior de la Formación La Flecha más el miembro inferior de la Formación San Juan. Continúan los depósitos carbonáticos clásicos de la Formación San Juan que fuera definida por Amos (1954); hacia el techo, ocurre una profundización de la cuenca marcada por la aparición de lutitas negras de las Formaciones Gualcamayo y los Azules. Continúan por encima la Formación La Cantera y Don Braulio (Figura IIB-5).

En la parte septentrional de la Precordillera, en la localidad de Guandacol, se encuentra la sección tipo del Ordovícico, integrada por las Formaciones San Juan y Gualcamayo más el Grupo Trapiche formado por las Formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche (Furque y Cuerda, 1979).

Por encima de la secuencia anterior aparecen los depósitos del Silúrico; estos afloran en el borde oriental de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. La sección tipo se ubica en la sierra de Villicum (Peralta, 1993) donde la base es concordante con los depósitos del Ordovícico tardío pertenecientes a la Formación Don Braulio. La sucesión silúrica queda definida por la parte superior de la Formación Don Braulio más la Formación Rinconada o Mogotes Negros (Figura IIB-5). En la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal sólo aflora la Formación Rinconada que se encuentra en discordancia erosiva por encima de los depósitos ordovícicos de la Formación San Juan (Amos, 1954; Peralta, 1993).

En marcada discordancia angular sobre las unidades anteriores (Formaciones Rinconada y Mogotes Negros) aparecen los depósitos del Carbonífero (Grupo

Paganzo y equivalentes) (Figura IIB-5). Esta relación con las unidades del eopaleozoico es interpretada como el resultado de una tectónica compresiva importante que afectó a la Precordillera Oriental durante el Silúrico tardío-Devónico basal (Astini, 1996).

Culmina la secuencia con los depósitos terciarios continentales sinorogénicos producto del levantamiento de la Precordillera durante el Mioceno y Plioceno.



**Figura IIB-4.** Fotografía de los afloramientos clásicos de la Formación La Laja en la quebrada de Juan Pobre, Sierra Chica de Zonda provincia de San Juan.

La **Precordillera Central** fue definida como una unidad morfo-estructural por Baldis y Chebli (1969) (Figura IIB-2). Se caracteriza por un subordinado número de afloramientos carbonáticos de edad cámbrica y un gran desarrollo de los depósitos del Ordovícico inferior, del Silúrico y principalmente de las facies clásticas del Devónico.

Por encima de las facies de plataforma carbonática del Ordovícico inferior, se apoyan en discordancia los depósitos del Silúrico caracterizados por sedimentitas psamo-pelíticas. Desde el norte del Río Jáchal hasta la sierra de la Dehesa estos depósitos se reconocen con el nombre de Grupo Tucunuco conformado por las Formaciones La Chilca en su base y Los Espejos en el techo (Cuerda, 1969). Hacia el

sur en el área del Río San Juan estos depósitos llevan el nombre de Formación Tambolar (Bracacchini, 1949; Heim, 1952).

Continúan esta sucesión los depósitos turbidíticos correspondientes a la cuenca de antepaís del Devónico temprano a medio representados por el Grupo Gualilán (Baldis, 1975) integrados por las Formaciones Talacasto del Devónico temprano (Padula *et al.*, 1967) y Punta Negra del Devónico medio-tardío? (Bracacchini, 1949) (Figura IIB-5).

En la Precordillera Central las sedimentitas del Carbonífero, correspondientes a depósitos continentales y marinos someros (Grupo Paganzo y equivalentes), se disponen en paraconcordancia sobre las sedimentitas eopaleozoicas. Astini (1996) señala que esto es una evidencia de que al menos en este sector no hubo un levantamiento y plegamiento importante entre el Devónico y el Carbonífero como ocurrió en la Precordillera Oriental y Occidental (Baldis *et al.*, 1982; Astini, 1996), marcando una característica típica de este sector.

El ámbito de plataforma externa y talud están representados en la **Precordillera Occidental** de las provincias de San Juan y Mendoza (Figura IIB-2). Los afloramientos más representativos se encuentran en la sierra de los Túneles (perfil del río Jáchal), en el flanco oriental de la sierra del Tontal y hacia el sur, en la provincia de Mendoza, afloran en la zona de San Isidro. Este sector se caracteriza por no presentar a las unidades cámbricas como una sucesión continua y autóctona, sino por afloramientos aislados denominados olistolitos, que están emplazados como bloques resedimentados en la plataforma ordovícica.

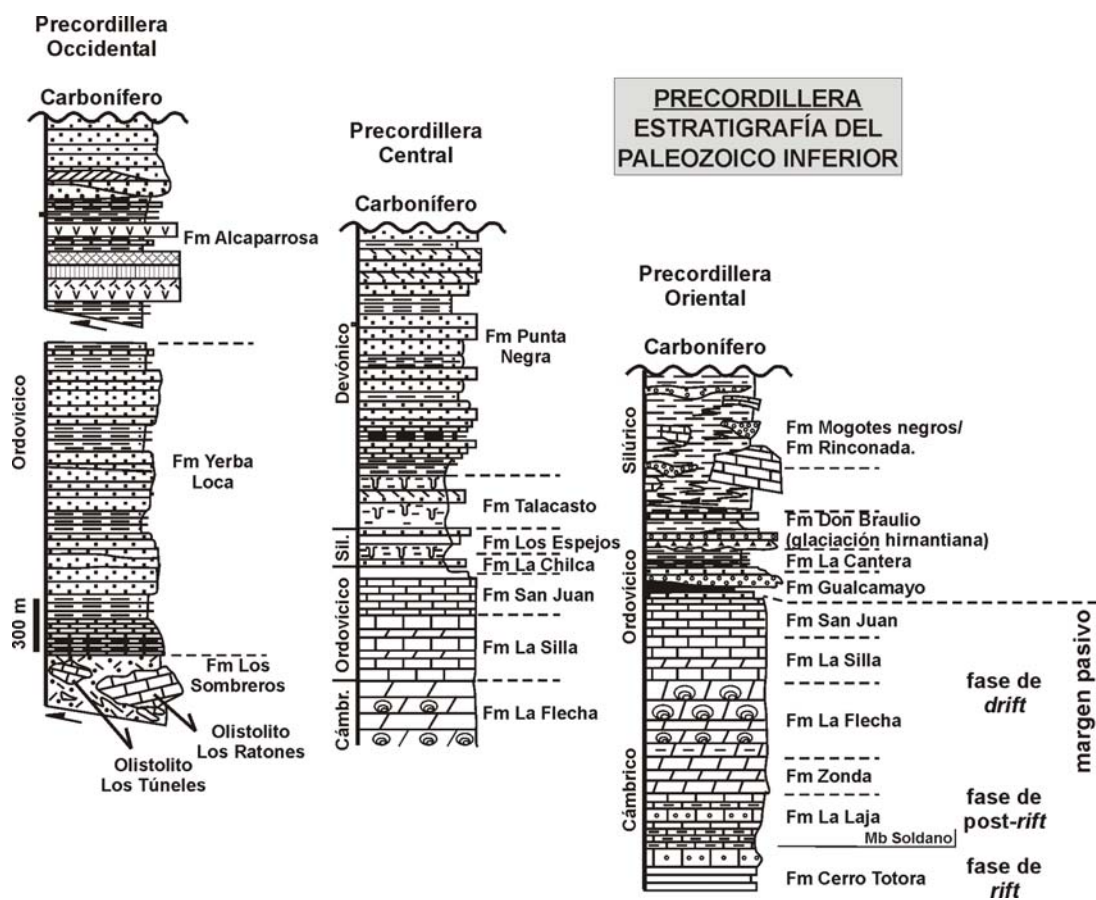
Fueron definidas varias unidades ordovícicas que hospedan a estos olistolitos dependiendo del lugar y la edad precisa; cabe mencionar las Formaciones Los Sombreros (Cuerda *et al.*, 1983), Empozada y Cortaderas (Figura IIB-5). Estos bloques poseen diversas dimensiones que van desde unos pocos centímetros hasta centenares de metros y es importante distinguir que su litología es carbonática y clástica, representando facies de plataforma somera, borde de plataforma y talud superior.

En el sector central de la sierra del Tontal aparece una sucesión turbidítica compuesta por psefitas, psamitas y pelitas agrupadas en la Formación Portezuelo del Tontal por Cuerda *et al.* (1985). La edad de la misma es establecida entre el Ordovícico medio y tardío por la fauna de graptolites, y se interpreta como una variación lateral de la Formación Los Sombreros.

En el sector noroeste de la sierra del Tontal aflora un conjunto de areniscas finas, limolitas y pelitas laminadas que caracterizan a la Formación Alcaparrosa cuya

edad es principalmente ordovícica tardía (Figura IIB-5). Una particularidad de esta unidad es que aparecen intercaladas rocas máficas y ultramáficas con típicas estructuras de lavas almohadilladas (Haller y Ramos, 1984; Kay *et al.*, 1984). Fueron interpretadas como basaltos de dorsales oceánicas anómalas, producto del cierre de un océano que separó los terrenos de Precordillera y Chileña (Ramos *et al.*, 1986).

Por otro lado, en las sierras de Yerba Loca y Negra, en las cercanías de Jáchal (Figura IIB-3), aparecen una potente sucesión de paquetes turbidíticos proximales y distales agrupados en la Formación Yerba Loca (Figura IIB-5). Es asignada por el contenido de la graptofauna al Ordovícico medio-tardío (Blasco y Ramos, 1976; Ortega *et al.*, 1991) e interpretada como una unidad de ambiente de talud profundo.



**Figura IIB-5.** Comparación de la estratigrafía paleozoica de la Precordillera Oriental, Central y Occidental; también se muestra la división de las distintas etapas tectono-estratigráficas del Cambro-Ordovícico (modificado de Astini *et al.*, 2005).

### c.- Evolución tectono-estratigráfica de las secuencias paleozoicas

Desde el punto de vista tectono-estratigráfico fueron reconocidas inicialmente tres etapas evolutivas para el Paleozoico precordillerano: **1) margen pasivo**, **2) cuenca de antepaís I** y **3) cuenca de antepaís II** (Astini *et al.*, 1996). La etapa de

margen pasivo está representada por la plataforma carbonática desarrollada entre el Cámbrico temprano y el Ordovícico temprano. La etapa de antepaís I se inicia con facies anóxicas y restringidas, que marcan el ahogamiento de la plataforma y el comienzo de una cuenca de antepaís periférica, producto de la amalgamación final del terreno Cuyania. Por último se describió una etapa de antepaís II desarrollada entre el Ordovícico terminal-Silúrico temprano hasta el Devónico temprano-medio con la finalización de la sedimentación marina del Paleozoico inferior.

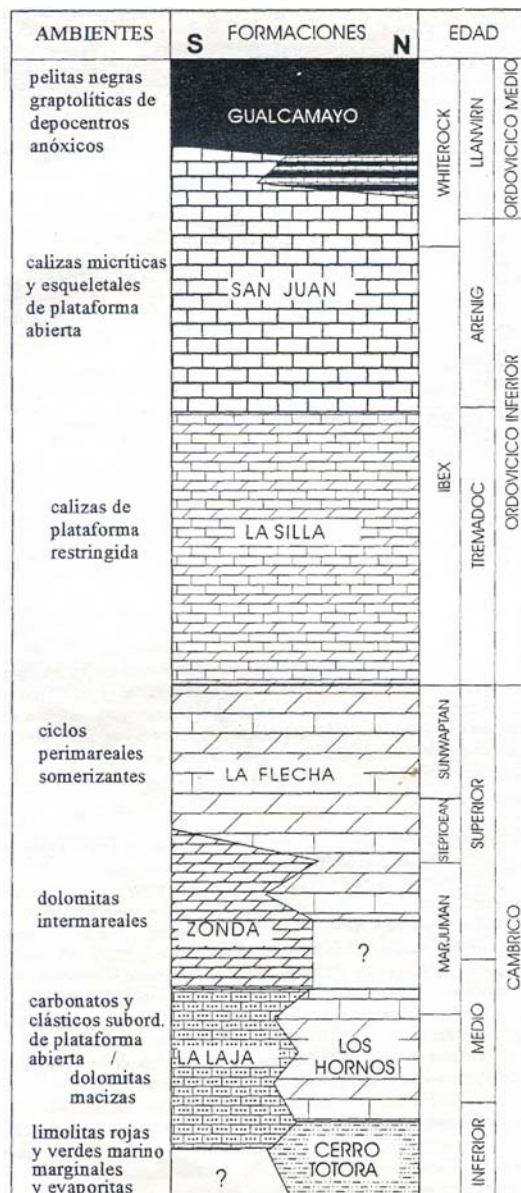
Recientemente, Astini *et al.* (2005) precisaron la versión anterior de la evolución tectoestratigráfica de la cuenca precordillerana para el Paleozoico en las siguientes etapas:

**Etapa 1: margen pasivo.** El estadio de margen pasivo comienza en el Cámbrico temprano con una etapa previa de sinrift representada por la Formación Cerro Totorá. Por encima de esta secuencia evaporítica de edad ca. 525 Ma (Thomas *et al.*, 2001) se desarrollan las facies de margen pasivo que culminan en el Ordovícico temprano (Figura IIB-6).

Comienzan facies mixtas de la Formación La Laja representando la transición *rift-drift* y la posterior estabilización del margen pasivo. Continúan las demás unidades (Zonda, La Flecha y San Juan) constituyendo depósitos propios de mares epicontinentales someros (Figuras IIB-5 y 6). Las variaciones estratigráficas y paleoambientales entre las unidades del norte y sur de Precordillera, fueron interpretadas por Astini *et al.* (2005), como respuesta a la polaridad N-S de la cuenca para el Cámbrico temprano y medio, registrando las facies proximales (Formación Cerro Totorá) hacia el norte. Sin embargo a partir del Cámbrico medio-tardío la polaridad habría sido E-O, esta variación está evidenciada por la aparición en la Precordillera Occidental de los olistolitos con facies y faunas de plataforma externa y talud (Astini *et al.*, 2005).

**Etapa 2: Cuña de antepaís periférico ordovícico (antepaís peri-gondwánico).** La segunda etapa está marcada por el pasaje gradual de las facies carbonáticas de plataforma somera por facies de pelitas negras anóxicas, representadas en las Formaciones Gualcamayo y Los Azules más equivalentes, aflorantes en el ámbito de la Precordillera Central y Oriental (Figura IIB-5). Cabe destacar que coetáneamente con esta transición aparecen depósitos intercalados de bentonitas potásicas, interpretadas como el producto de cenizas volcánicas procedentes del arco famatiniano, ubicado al este y sobre el margen gondwánico (Huff *et al.*, 1995; Fanning *et al.*, 2004). El incremento importante en la subsidencia de la cuenca marca la

transformación del margen pasivo a una cuenca de antepaís periférica, producto del acercamiento de la plataforma precordillerana al margen de Gondwana. Después de este intervalo de hundimiento de la plataforma se desarrolla una cuña clástica de polaridad hacia el oeste y compatible con el relleno de un antepaís periférico (Astini, 2003). La cuña clástica queda conformada por los conglomerados del Grupo Trapiche (Formaciones La Cantera y Las Vacas).



**Figura IIB-6.** Columna estratigráfica generalizada de la plataforma carbonática de margen pasivo precordillerano (según Astini *et al.*, 1996).

Hacia el oeste en el sector de la Precordillera Occidental se desarrollaron las facies profundas silicoclásticas (Formaciones Los Sombreros, Yerba Loca, Alcaparrosa, y equivalentes) depositados sobre el margen continental heredado de Laurentia (Astini *et al.*, 2005). Por último, culmina esta etapa con los depósitos de

origen glacial de la Formación Don Braulio de edad hirnantiana que aparecen en la Precordillera Oriental, y que evidencian una clara vinculación con Gondwana.

**Etapa 3: Cuña de antepaís silurico-devónico (antepaís malvinocáfrico).** Esta etapa abarca desde el Ordovícico terminal hasta el Devónico medio y se caracteriza porque aparecen las secuencias marinas con típicas faunas malvinocáfricas, que permiten relacionar estrechamente con las cuencas templadas a frías del Gondwana. Astini *et al.* (2005), distingue dos estadios diferentes: el primero de cuenca de antepaís subalimentada, representado por el Grupo Tucunuco y sus equivalentes de edad silúrica principalmente; mientras que el segundo de cuenca de antepaís sobrealimentada lo conforma el Grupo Gualilán y equivalentes con edades devónicas.

**Etapa 4: Cuña de antepaís carbonífero-pérmica (antepaís gondwánico)** Las sedimentitas eopaleozoicas reunidas en el Grupo Paganzo y equivalentes tienen una amplia expansión que abarca gran parte de la Precordillera. La cuenca de Paganzo se puede dividir en dos sectores principales: uno oriental y otro occidental, el relleno es predominantemente continental con una subordinada participación de depósitos marinos en el sector oriental mientras que en el occidental la sedimentación es solo continental. De acuerdo a la distribución de los espesores, sistemas depositacionales y a la dispersión de las paleocorrientes, la cuenca de Paganzo puede situarse en una posición de retroarco y conformando una cuenca de antepaís. Astini *et al.* (2005) distingue dos estadios de evolución diferenciables: uno con una subsidencia marcada y asimétrica producida por flexión litosférica y que afecta al sector interno; y otro con depocentros localizados y vinculado a un antepaís fragmentado que solo se desarrolla en los sectores externos.

### **III.- RESULTADOS**

#### **A.- DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS**

##### **1.- Introducción**

Todas las unidades estudiadas tanto metamórficas como sedimentarias fueron analizadas bajo el microscopio petrográfico para obtener información acerca de la composición mineral y texturas, a los efectos de interpretar los probables protolitos en las rocas metamórficas y obtener información a cerca de la roca fuente.

Sobre las metamorfitas de bajo grado aflorantes en la sierra de Pie de Palo (Grupo Cauce) y en los cerros Valdivia y Salinas se estudió la petrografía con el objetivo principal de describir la mineralogía metamórfica, clasificar la roca e interpretar los posibles protolitos de los metasedimentos.

Por otro lado, en las secuencias sedimentarias de la Precordillera el estudio que se realizó fue petrográfico sedimentario. El principal objetivo de investigación fue describir la mineralogía de los granos componentes de las diferentes rocas para estudios de procedencia de los sedimentos.

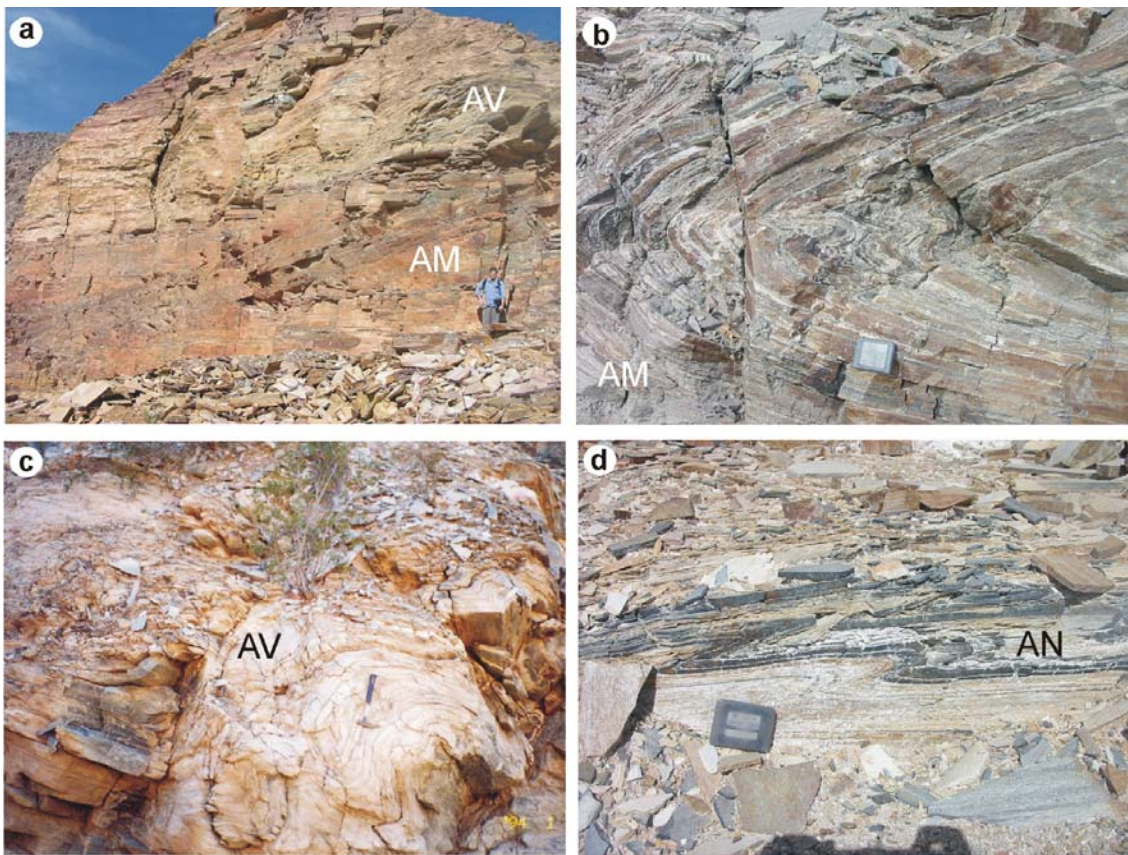
A su vez, se incluyen la descripción de algunas evidencias paleontológicas halladas en la Caliza Angacos y en los carbonatos del cerro Salinas.

##### **2.- GRUPO CAUCETE**

###### **a.- Cuarcita El Quemado**

Las metasedimentitas analizadas de la Cuarcita El Quemado se caracterizan por presentar en su mayoría colores claros, con tonalidades verdosas y amarillentas, y algunas de colores oscuros. La granulometría es predominantemente fina a mediana, presentando en muchos casos pequeños porfiroblastos de feldespato y cuarzo del tamaño de unos 3 a 5 milímetros. En cuanto al porcentaje de los minerales principales, el cuarzo es el más abundante (entre 80 y 95%), de manera subordinada siguen los feldespatos (<10%) y los filosilicatos, muscovita (<10%; variedad fengita, Vujovich en preparación) y en menor proporción biotita (<5%); también es común observar en las variedades amarillentas numerosos minerales opacos como pirita. La estructura de la roca es foliada y presentan una laminación fina producto de la deformación y recristalización milonítica.

En el presente análisis se separaron dentro de la Cuarcita El Quemado dos tipos de rocas diferenciables por su color, tamaño de grano y mineralogía, denominándolas de manera informal Unidad Verde y Unidad Amarilla. Si bien no se ha realizado un mapeo separando de ambas unidades las mismas se interdigitan y repiten tectónicamente. La Unidad Verde está muy bien expuesta en la pared sur de la quebrada del Molle; mientras que la Unidad Amarilla presenta excelentes exposiciones en el sector sudoeste de las Lomas Bayas (Figura IIIA-1). En esta última unidad son comunes las intercalaciones de niveles cuarcíticos de color negro y grano muy fino donde los minerales principales son opacos y cuarzo (Figura IIIA-1d).

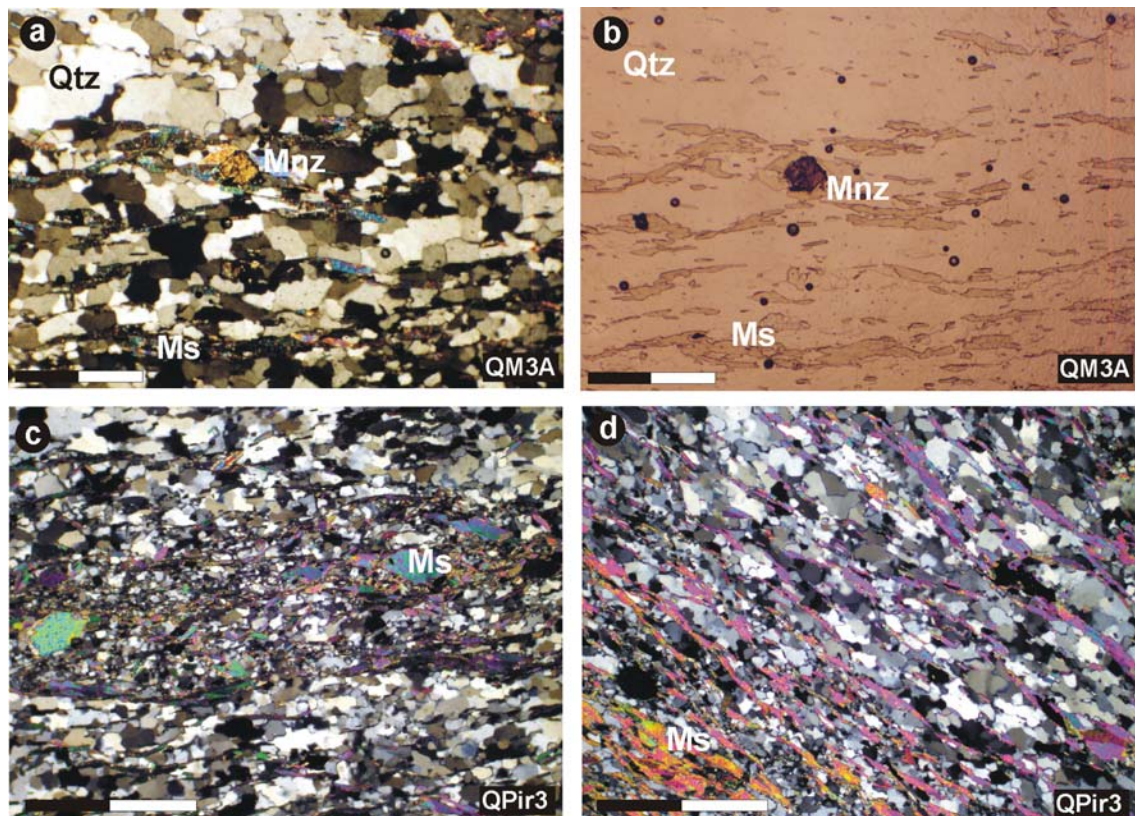


**Figura IIIA-1.** Cuarcita El Quemado: a) vista de un paquete donde se observan metareniscas feldespáticas de tonalidades amarillentas (AM) intercaladas con cuarcitas verdosas (AV); b) detalle del plegamiento (quebrada Desa); c) cuarcitas verdosas (AV), plegadas y deformadas dúctilmente (quebrada La Petaca), d) Nivel de cuarcitas negras (AN) de grano muy fino intercaladas en metareniscas feldespáticas.

**Unidad Verde:** se compone principalmente por cuarcitas y metareniscas cuarzo-micáceas que en el campo presentan tonalidades verdosas, granulometría fina y una marcada laminación producto de la deformación dúctil que presentan, y que llevó a la formación de milonitas y ultramilonitas; en las variedades más ricas en filosilicatos, (moscovita) esta laminación es fácilmente reconocible. El cuarzo es el mineral que

predomina, más del 90%, y los feldespatos se presentan como pequeños granos (porfiroblastos) de aproximadamente 2 mm.

Se estudiaron siete muestras bajo el microscopio óptico colectadas de afloramientos que van desde la quebrada Las Pirquitas hasta la de El Gato (QLPcz1, QPir3, M4, QM2, QM3, QM3A, QEG4). Se caracterizan por un predominio de cuarzo (aproximadamente 90%), el cual aparece en bandas de unos pocos milímetros de espesor; está recrystalizado y su textura es poligonal a interlobulada. Estas rocas presentan escasos granos de plagioclasa con maclas polisintéticas (Figura IIIA-2).

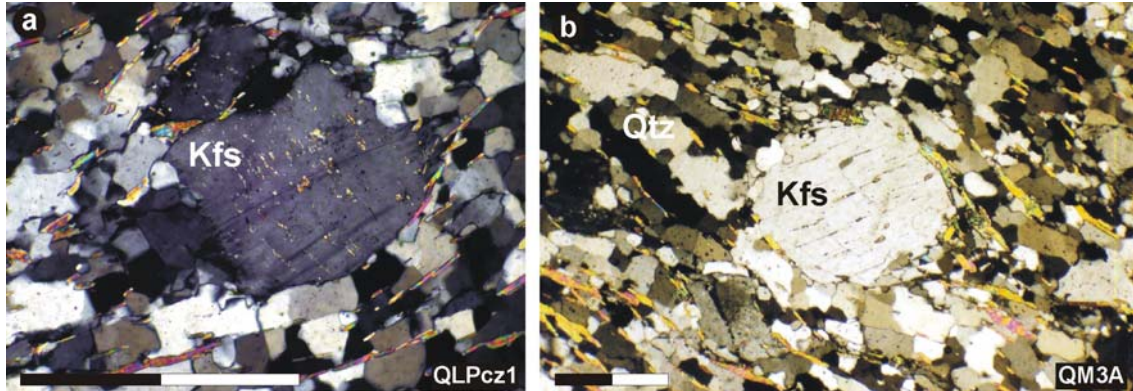


**Figura IIIA-2.** Fotomicrografías tomadas con microscopio óptico donde se observa la textura del cuarzo y la muscovita, definiendo la foliación de la roca; a) detalle de la textura poligonal a interlobulada del cuarzo, se observan además muscovitas y una monacita; b) corte anterior visto sin analizador, se distinguen muscovitas orientadas; c) y d) en estos cortes se observan la foliación originada por la orientación de los filosilicatos, que alternan con bandas ricas en cuarzo, tomadas con analizador. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983); la barra de escala equivale a 0,5 mm.

Las variedades más ricas en filosilicatos muestran una orientación preferencial de los mismos, definiendo la foliación que presentan estas rocas (Figura IIIA-2).

Con un tamaño tres o cuatro veces más grande que el cuarzo aparecen porfiroblastos de feldespato; su proporción es menor, aproximadamente 2% (Figura IIIA-3). Presentan inclusiones mayormente de cuarzo; algunos granos presentan maclas según microclino deformadas; también se observaron texturas en corona de

feldespato y cuarzo no completas (Figura IIIA-3b). En las Figuras IIIA-3a y b se observan la orientación de las inclusiones con un ángulo oblicuo a la foliación de la roca.



**Figura IIIA-3.** Detalle de los porfiroblastos presentes en la Unidad Verde (muestras QLPcz 1 y QPir 3) inmersos en el mosaico de cuarzo. a) se muestran los trenes de alteración dentro del feldespato con un ángulo de casi 90° con respecto a la foliación. b) detalle de la recrystalización del cuarzo en los bordes de los feldspatos formando una incipiente textura en corona (Passchier y Trouw, 2005). Microfotografías tomadas con nicóles cruzados (escala: 0,5 mm).

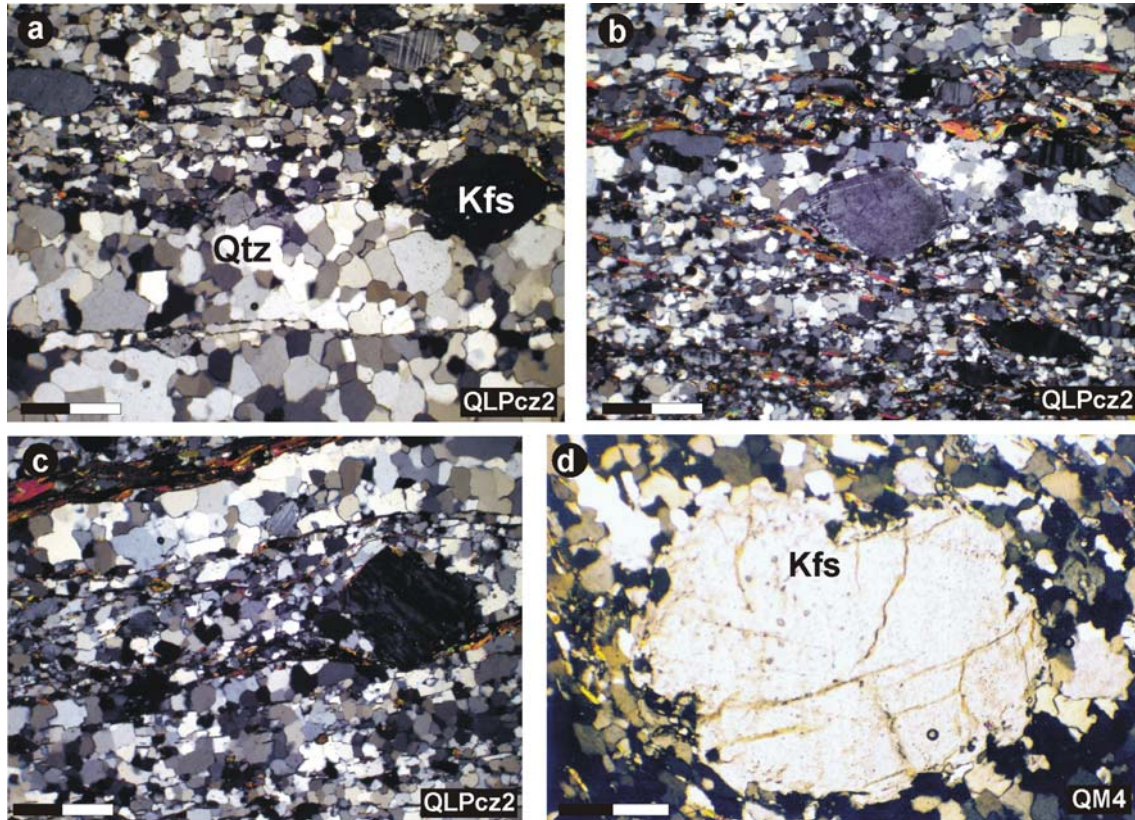
Entre los minerales accesorios se pudieron distinguir un gran número de cristales de circón, los que en su mayoría están redondeados evidenciando cierto transporte; algunos pocos cristales de monacita (Figura IIIA-2a y b) de muy pequeño tamaño y también cristales de apatita.

**Unidad Amarilla:** esta unidad se compone por metareniscas cuarzo feldespáticas y cuarcitas de tonos amarillentos, de granulometría media y con foliación menos marcada que en la Unidad Verde. En estas rocas también el cuarzo es el mineral más abundante, pero presenta abundantes granos de feldespato de gran tamaño y las micas (muscovita) están subordinadas. Cabe destacar la presencia de pequeños cristales de pirita.

Fueron estudiadas cuatro muestras al microscopio óptico aflorantes en las quebradas de El Molle, El Gato y La Petaca (QLPcz2, QM1, QM4, QEG6), también se preparó un corte delgado de un nivel cuarcítico negro expuesto en la quebrada de El Molle (QM5). Como característica sobresaliente presenta heterogeneidad en el tamaño de grano del cuarzo y del feldespato potásico (porfiroblastos). El cuarzo es el mineral más abundante (entre 85 y 90%) y se presenta con un tamaño que varía de grano medio a fino. Está totalmente recrystalizado y desarrolla una textura que por sectores es interlobular y en otros poligonal (Figura IIIA-4).

Inmersos en este dominio cuarzoso se encuentran grandes granos de feldespato potásico que llegan a medir entre 2 y 5 milímetros de diámetro. Algunos

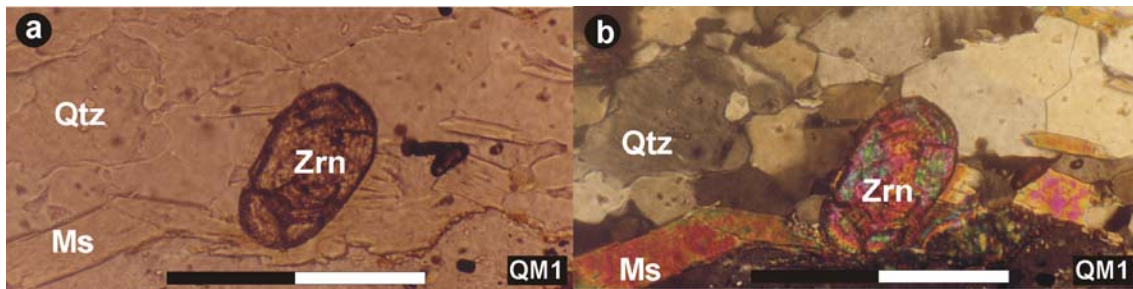
están límpidos mientras que otros poseen numerosas inclusiones de diferente composición, son comunes el cuarzo, muscovita y circones orientados (Figura IIIA-4). En los bordes de los porfiroblastos crecen pequeños granos de cuarzo. En los cristales de cuarzo y de los feldespatos se pueden observar migración de borde de grano y texturas en corona (Figura IIIA-4d); también es común encontrar pequeños cristales de plagioclasas con maclas deformadas. Estas texturas muestran la recrystalización dinámica que sufrieron estas rocas (Passchier y Trouw, 2005).



**Figura IIIA-4.** Fotomicrografías donde se observan las texturas que presenta el cuarzo junto a los porfiroblastos de feldespato potásico (Unidad Amarilla); a) textura poligonal en cuarzo con dos dominios bien marcados de tamaño de grano; b) porfiroblasto de feldespato K en un mosaico de cuarzo más muscovitas; c) detalle de la textura cuarzosa con dos dominios de tamaño de granos; d) porfiroblasto de feldespato potásico de gran tamaño y con los bordes recrystalizados con cuarzo (la barra de escala equivale a 0,5 mm).

Los filosilicatos no son abundantes y se presentan como delgadas láminas definiendo una foliación acompañando al cuarzo (Figura IIIA-3). Estas láminas están integradas por pequeños cristales elongados de muscovita; es común que esta mica recrystalice en los bordes de los porfiroblastos.

Dentro del grupo de los minerales accesorios se observan gran variedad de circones de diferentes tamaños y con buen desarrollo de caras cristalinas y zonación, pero con evidencias de transporte indicando su carácter detrítico (Figura IIIA-5). A su vez, se distinguieron en baja proporción cristales de monacita, apatita y epidoto.



**Figura IIIA-5.** Detalle de cómo se presentan los circones detríticos en la muestra QM1 en un mosaico de cuarzo y muscovita. Fotomicrografías tomadas sin nicoles cruzados (a) y con nicoles cruzados (b); la barra de escala equivale a 0,5 mm aproximadamente.

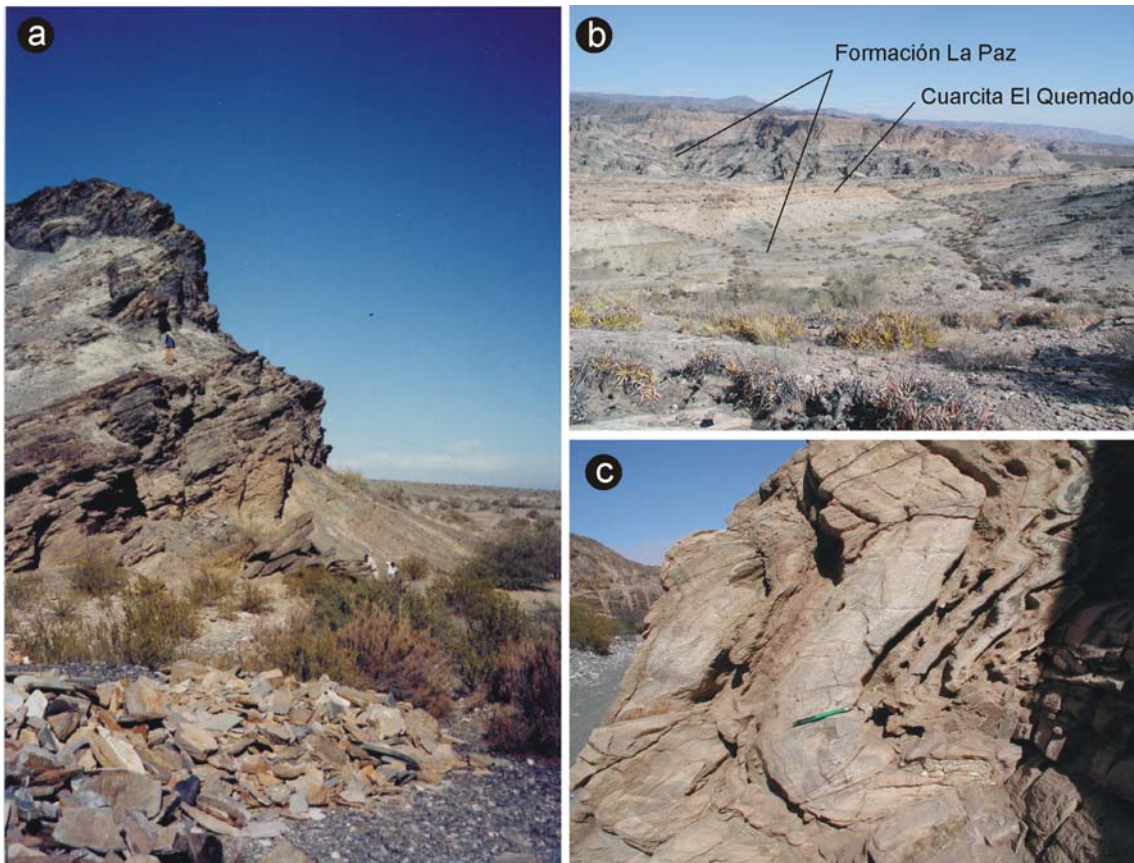
La muestra de cuarcita negra, de grano muy fino, presenta una matriz de cuarzo recristalizado, con escasos porfiroblastos de feldespatos; el color negro está dado por abundantes minerales opacos, finamente diseminados, los que no pudieron ser determinados bajo el microscopio ni por difracción de rayos X. Como mineral accesorio se reconocieron cristales de pirita.

Del análisis de las unidades descritas anteriormente se desprende que las diferencias principales abarcan aspectos generales como el color y el tamaño de grano, los que a nivel microscópico se determinó que están relacionados con su composición mineral y texturas. La Unidad Verde tiene una mayor proporción de muscovita, los porfiroblastos de feldespato potásico son de menor tamaño y menos abundantes con respecto a la Unidad Amarilla. Esto sugiere que sus protolitos habrían sido algo diferentes, la Unidad Verde probablemente haya derivado de una arenisca cuarzo-micácea, con bajo contenido de feldespatos, mientras que la Unidad Amarilla por su alto contenido de porfiroblastos de feldespatos potásico pudo haber derivado de una arenisca cuarzo-feldespática. En ambos casos si bien el protolito probablemente tuvo un alto porcentaje de cuarzo, el contenido de muscovitas y feldespatos permiten inferir que los sedimentos no fueron maduros.

### **b.- Formación La Paz**

Las rocas estudiadas que componen la Formación La Paz se diferencian sustancialmente de la Cuarcita El Quemado en el campo por su color verde grisáceo a verde oscuro. Dado que son más friables forman relieves mucho más erosionados (Figura IIIA-6). El tamaño de grano varía entre fino y muy fino; dentro de los tipos de rocas se pueden distinguir filitas cuarzo-micáceas y esquistos cuarzosos con pequeños porfiroblastos de albita y granate. Otro aspecto de importancia es la presencia de delgadas venillas de cuarzo translúcido intercaladas (Vujovich, 2003).

En el mapa geológico de detalle presentado en la Figura IIA-6 del capítulo IIA, se reconoce a partir de las inmediaciones de la quebrada del Molle, alcanzando sus máximas exposiciones hacia el norte, en las Lomas Bayas, donde aparecen delgadas capas intercaladas tectónicamente con la Cuarcita El Quemado. Entre las quebradas El Molle y El Quemado se observa claramente la transición con la Cuarcita El Quemado donde ambas unidades se intercalan en delgados niveles (Figura IIIA-7).

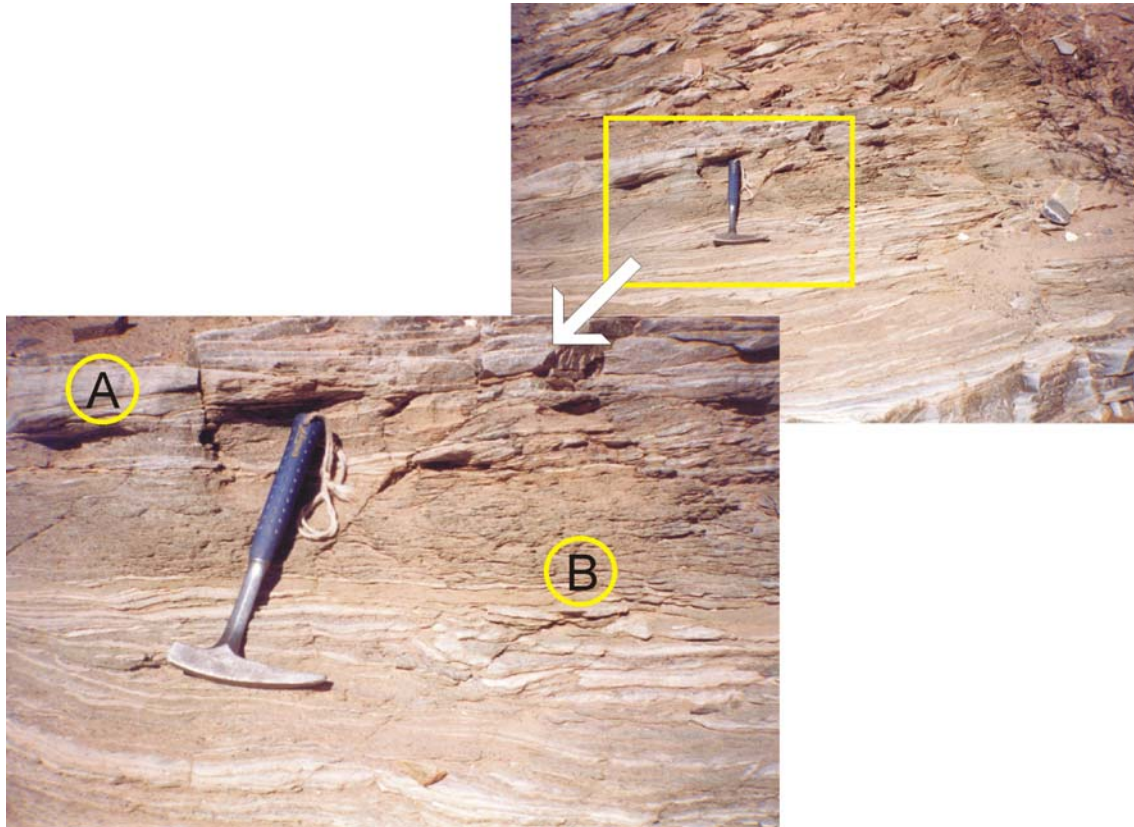


**Figura IIIA-6.** Afloramientos de la Formación La Paz; a) perfil típico de erosión de las rocas de esta unidad, entrada de la quebrada El Quemado; b) vista de la parte alta de Lomas Bayas, se observa un banco intercalado de la Cuarcita El Quemado entre la Formación La Paz; c) Niveles ricos en cuarzo (Cuarcita El Quemado) interdigitados con bancos más esquistosos de la Formación La Paz; nótese las venas de cuarzo translúcido características de esta última unidad (desembocadura quebrada Cortaderas – Lomas Bayas).

Se tomaron varias muestras de diferentes afloramientos, básicamente del sector central y norte del pie occidental de la sierra que es donde esta unidad predomina.

Los estudios al microscopio de las muestras (M1, M3, M5, M6, PP500, PP503) revelaron que los minerales más abundantes son el cuarzo, de grano fino y textura en mosaico, junto con las muscovitas que definen una foliación y envuelven a los porfiroblastos de albita de gran tamaño. Cristales de granate, generalmente idiomorfos forman parte de la matriz y están incluidos en los porfiroblastos de albita (Figura IIIA-

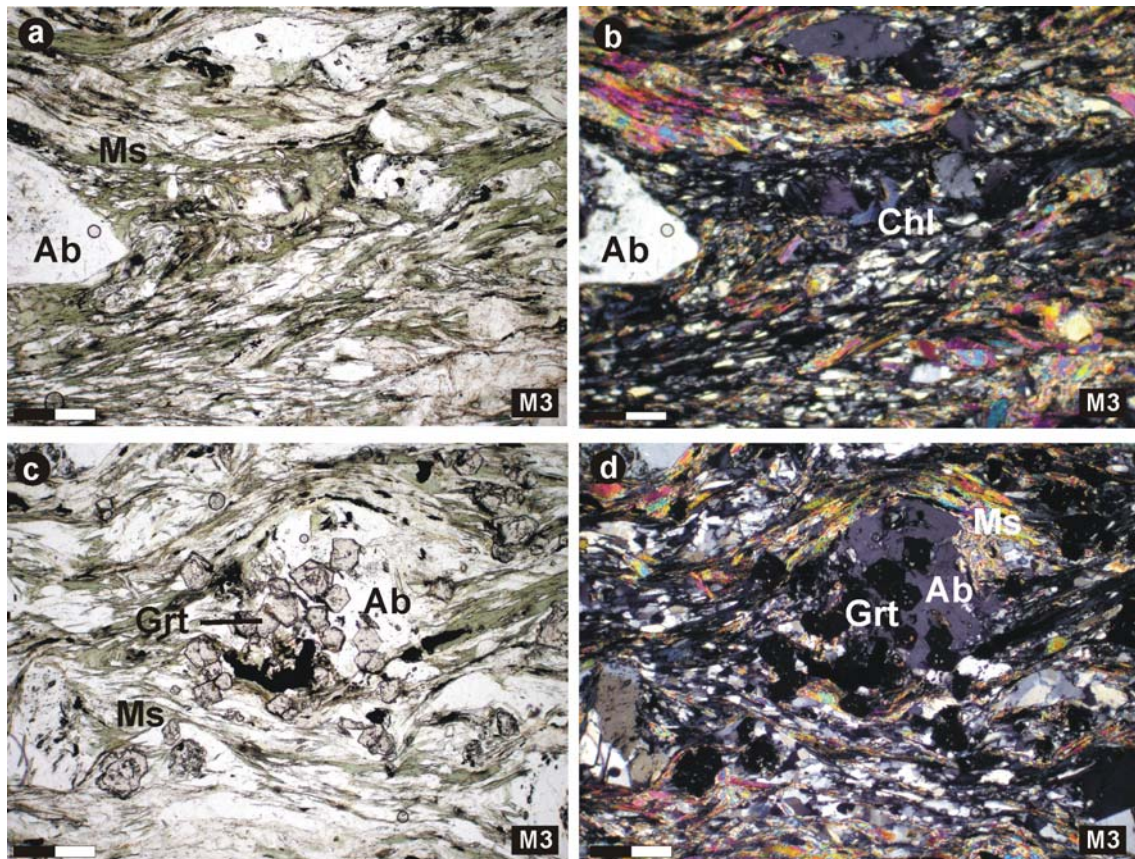
8); el contenido de cada mineral es variable según la muestra. En el dominio cuarzoso son abundantes los cristales de granate, monacita y circón como minerales accesorios.



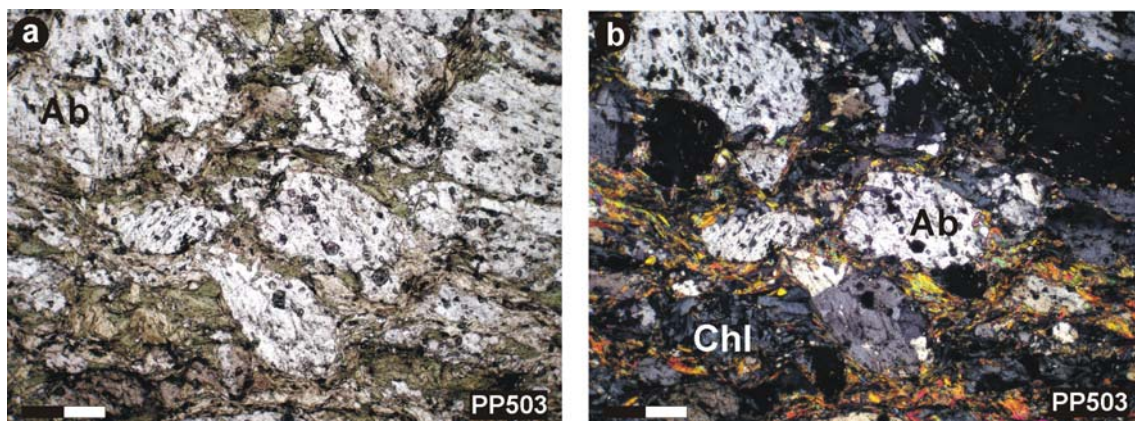
**Figura IIIA-7.** Fotografías del afloramiento donde se observa un pasaje transicional de la Formación La Paz a la Cuarcita El Quemado. En el detalle se distingue sectores cuarcíticos pertenecientes a la Cuarcita El Quemado (A) de otros con litología mucho más fina y de composición más rica en filosilicatos característico de la Formación La Paz (B).

En algunas muestras como por ejemplo la PP503 donde el contenido de los porfiroblastos de albita es elevado llegando a ser el componente principal de la roca (Figura IIIA-9); el cuarzo, la muscovita y el granate se encuentran formando la matriz o incluidos por los cristales de albita, cabe destacar la presencia de clorita (Figura IIIA-8b).

La paragénesis observada conformada por  $Qtz+Ms+Ab+Grt$  permite definir un metamorfismo en facies de esquistos verdes de relativa alta presión, sugerido también en la Cuarcita El Quemado por la presencia de muscovita de composición fengítica (Vujovich, en preparación).



**Figura IIIA-8.** Fotomicrografías tomadas de cortes petrográficos sobre esquistos cuarzo-micáceo-granatíferos pertenecientes a la Formación La Paz (Muestra M3); a) y b) misma muestra tomada sin analizador y con analizador respectivamente, donde se observa la mineralogía y textura de la roca, conformada por una matriz fina de cuarzo y muscovitas que definen la foliación, más porfiroblastos de albita; en c) se observan cristales de granate euhedrales incluidos tanto por los porfiroblastos de albita como en la matriz cuarzo-muscovítica, d) misma microfotografía tomada con analizador, (abreviaturas de minerales según Kretz, 1983; la escala equivale a 0,5 mm).

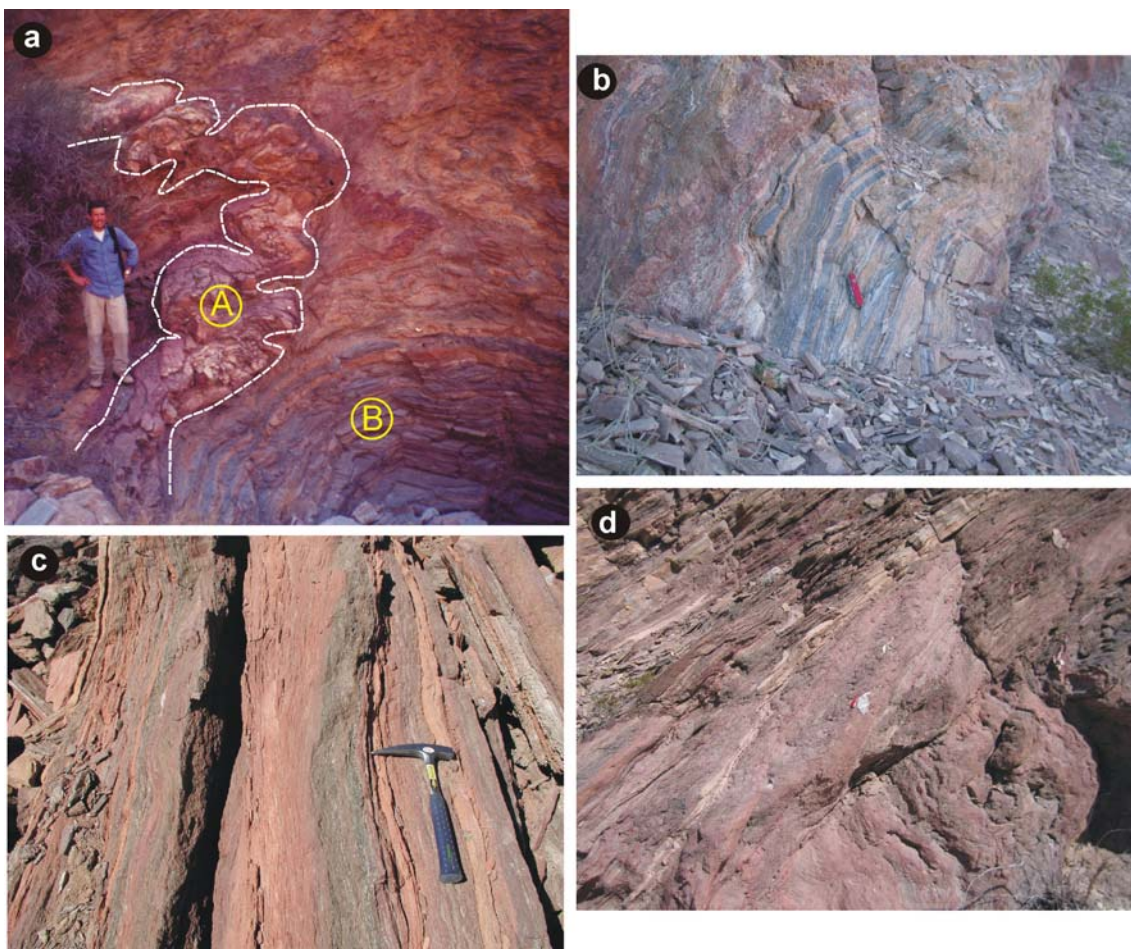


**Figura IIIA-9.** Fotomicrografías tomadas con microscopio óptico de cortes petrográficos pertenecientes a la Formación La Paz; a) microfotografía tomada sin analizador de la Muestra PP 503, se detallan los cristales de albita en una matriz muscovítica y con muy poco cuarzo, además se observan un gran número de granates incluidos por los porfiroblastos de albita, b) mismo sector que en a) pero con analizador donde se resaltan las cloritas con colores azulados, además de los granates extinguidos por su isotropía, (abreviaturas según Kretz, 1983; la barra inferior usada como escala es igual a 0,5 mm).

De acuerdo con la mineralogía de estas rocas es probable que el protolito de las metasedimentitas de la Formación La Paz haya sido de composición más pelítica que los definidos para la Cuarcita El Quemado. Además, la presencia de circones pequeños, de formas prismáticas y límpidos, frecuentes de rocas volcánicas, más la mineralogía observada llevaron a Van Staal *et al.* (2002) a interpretarlas como areniscas volcaniclásticas.

### c.- Formación El Desecho

Esta unidad está compuesta por una alternancia de mármoles dolomíticos y calcáreos de color blanco con tonalidades rojizas y amarillentas, esquistos calcipelíticos de color rojo a verde, niveles de metareniscas carbonáticas y esquistos calco-silicáticos de color gris amarillento, los que pasan en transición a la Caliza Angacos (Figura IIIA-10).



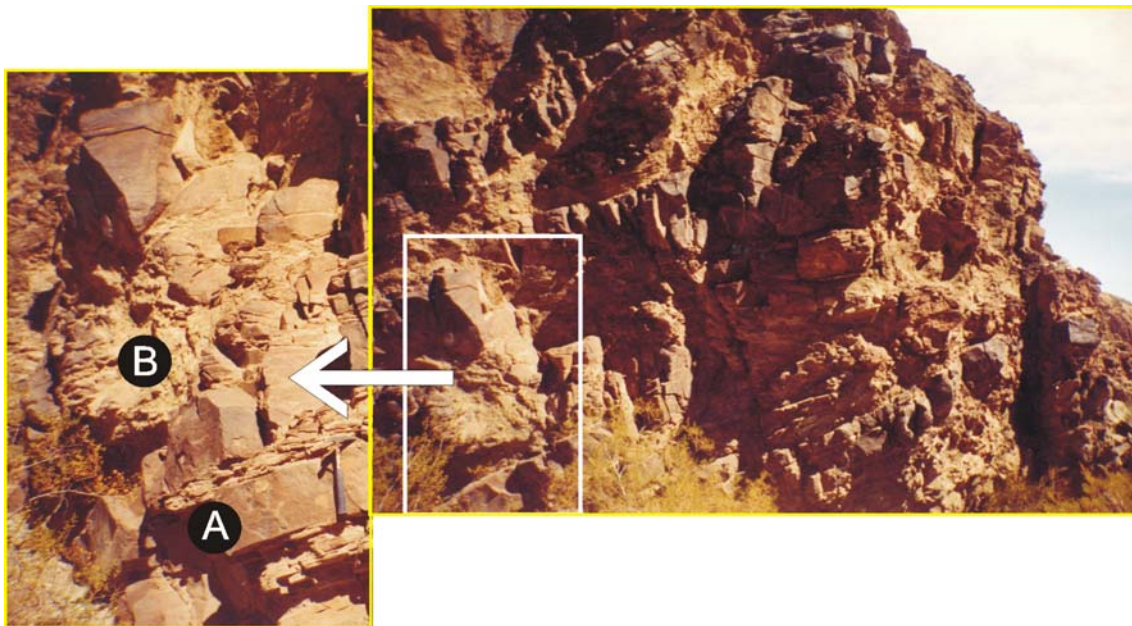
**Figura IIIA-10.** Formación El Desecho; a) zona de la Olla, entre las quebradas de La Cruz y Pecán: nivel de mármol dolomítico (A) intercalado con esquistos calco-silicáticos (B); b) detalle del plegamiento de la Formación El Desecho; c) esquistos calcipelíticos intercalados con mármoles dolomíticos rojizos; d) esquistos calco-silicáticos por encima de niveles calcáreos rojizos.

Las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran en la quebrada El Desecho, ubicada entre las quebradas de Las Burras y La Paz (véase Figura IIA-6). En este sector Vujovich (2003) menciona que la unidad alcanza espesores entre 0,5 y 40 metros, sin embargo hay que destacar que estos son producto de la repetición tectónica a la que fueron sometidas estas rocas.

Los mármoles calcáreos-dolomíticos de color blanco con tonalidades rojizas y amarillentas (Figura IIA-10) se destacan en los afloramientos por su continuidad regional y por ello fueron usados como niveles guías en el mapeo y para definir las estructuras en el campo.

Los esquistos calci-pelíticos verdes y rojos están formados por una matriz rica en carbonatos más cuarzo y abundantes filosilicatos (moscovita y biotita) orientados; se observan porfiroblastos de calcita y de feldespatos. La presencia de porfiroclastos de feldespatos con colas asimétricas, pliegues con flancos adelgazados y charnelas aisladas flotando dentro de una matriz calci-pelítica muestran que corresponden a niveles sometidos a una tasa de deformación alta.

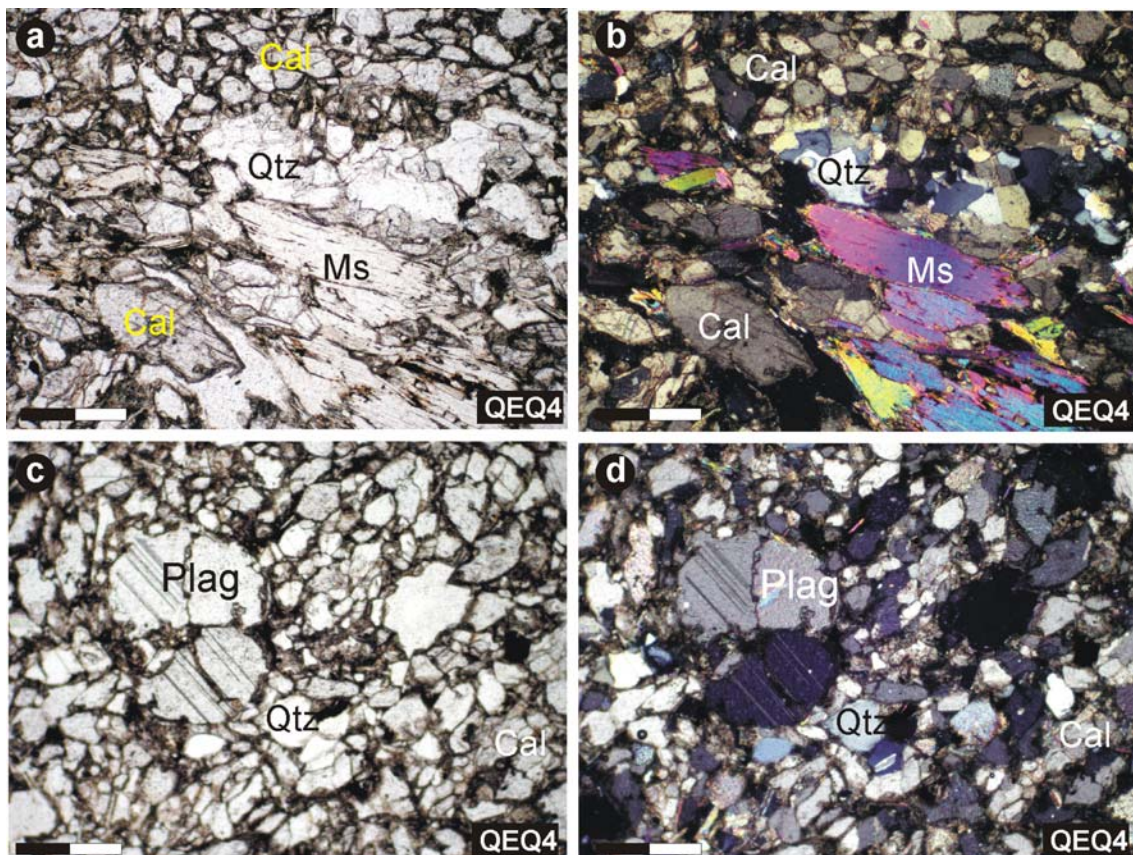
Los niveles de metareniscas calcáreas y de cuarcitas tienen espesores que varían entre unos pocos centímetros a decenas de metros (Figura IIIA-11). Su mayor desarrollo se expone en la zona de la Olla y extendiéndose hacia el sur, en la quebrada de La Cruz. En este sector se colectaron muestras para los estudios de procedencia sedimentaria por presentar los niveles más ricos en material silicoclástico.



**Figura IIIA-11.** Formación El Desecho: bancos silicoclásticos de 0,4 a 1 metro de espesor compuestos por metareniscas calcáreas (A) separados por banquillos de material calcáreo-dolomítico (B).

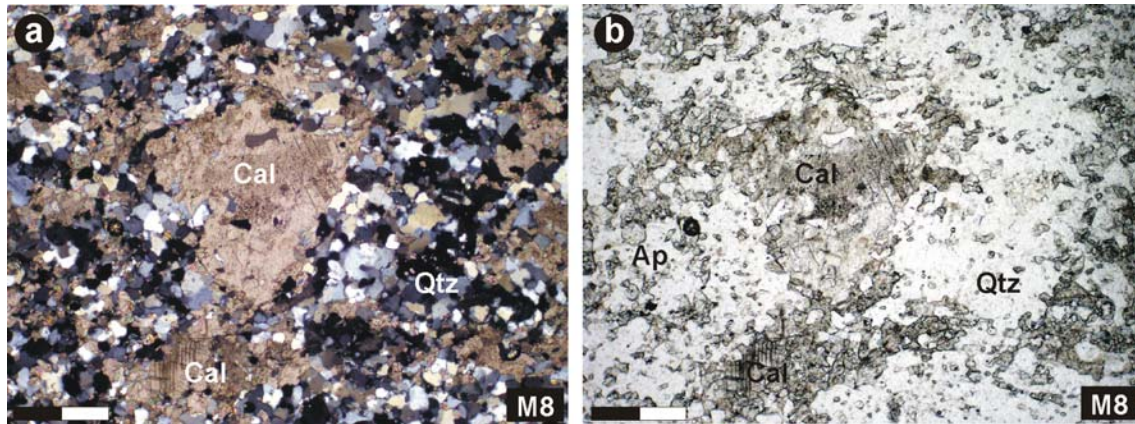
Hay que destacar en la Formación El Desecho la alta variedad litológica que presenta. Además de estar compuesta mayormente por los mármoles calcáreo-dolomíticos, esquistos calco-silicáticos, metapelitas carbonáticas, metareniscas calcáreas y cuarcíticas como fue mencionado, fueron hallados niveles de conglomerados. Éstos no son comunes y se encontraron sólo en un sector, en el área sudoccidental de Lomas Bayas, al norte de la quebrada Desa (véase mapa geológico de la Figura IIA-6). Las características principales son la presencia de clastos redondeados, de variado tamaño y composición. Poseen aproximadamente entre 5 y 30 centímetros y están inmersos en una matriz de composición calcárea. Como se pudo observar en los cortes delgados estos clastos son de composición principalmente granítica.

Bajo el microscopio óptico se estudiaron diferentes muestras pertenecientes a las variedades de rocas antes descriptas. En la muestra QEQ4, correspondiente a un esquisto calci-pelítico, se puede observar que los cristales de carbonatos son los más abundantes, también es importante el contenido de muscovitas y de pequeños granos de cuarzo. La plagioclasa se observa con maclas y son de mayor tamaño que el resto de los componentes, y pueden interpretarse como porfiroblastos (Figura IIIA-12).

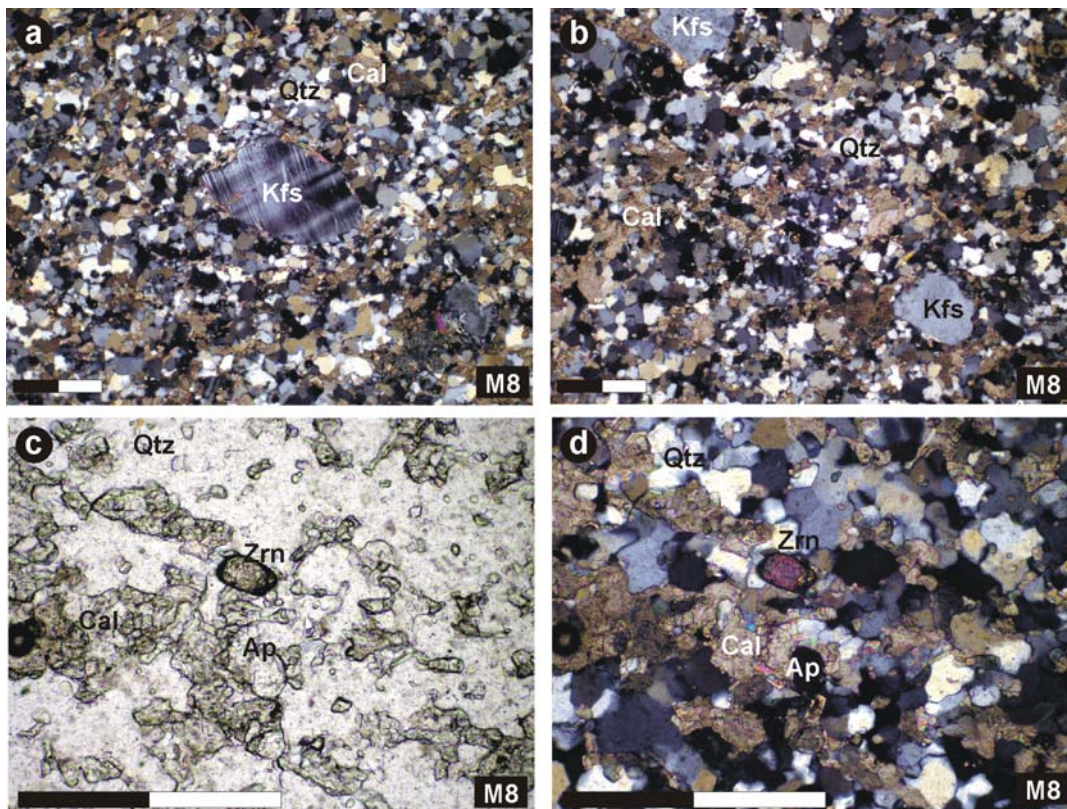


**Figura IIIA-12.** Fotomicrografías de una lámina delgada bajo el microscopio de la muestra QEQ4, mármol calcáreo-dolomítico de la Formación El Desecho; a) y c) sin analizador; b) y d) con analizador. Barra de escala: 0,5 mm (abreviaturas de minerales según Kretz, 1983).

En los niveles de metareniscas calcáreas (M8) los cristales predominantes son de composición carbonática (> 50 %) y el resto está constituido mayormente por un mosaico de cuarzo recrystalizado y de grano fino (Figuras IIIA-13 y 14).



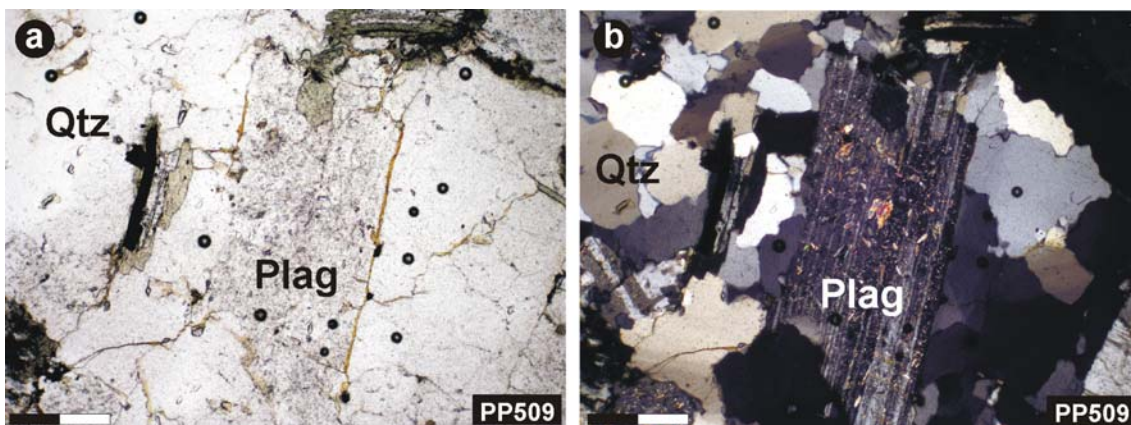
**Figura IIIA-13.** Fotomicrografías de una metarenisca calcárea (M8) aflorante en la zona de la Olla. Se distinguen muy bien los componentes principales de la roca, carbonatos, cuarzo y cristales accesorios como apatita; a) con nicols cruzados y b) sin nicols cruzados (la barra de escala equivale a 0,5 mm).



**Figura IIIA-14.** Fotomicrografías tomadas de la muestra M8 de la Formación El Desecho. En a) y b) se muestran porfiroblastos de feldespato potásico inmersos en un mosaico de cuarzo y carbonato. c) sin analizador y d) con analizador, se destacan los minerales accesorios: circon (Zrn) con claras evidencias detríticas y apatita (Ap) también redondeada (las abreviaturas de los minerales según Kretz, 1983; escala aproximada: 0,5 mm).

Cabe destacar la presencia de porfiroblastos de feldespato potásico de tamaños tres o cuatro veces más grande que los cristales de carbonato y de cuarzo, muchos de ellos poseen maclas deformadas en cuña (Figura IIIA-14). Como minerales accesorios se pueden distinguir circones y apatitas.

Por último resta mencionar que se realizaron cortes petrográficos a los ya mencionados clastos que fueron encontrados en la Formación El Desecho, como se pueden observar en la Figura IIIA-15. La textura de la roca es porfiroide, con cristales mayores de plagioclasa, abundante cuarzo y escasos cristales de biotita cloritizada intersticial; correspondería a una roca granítica.



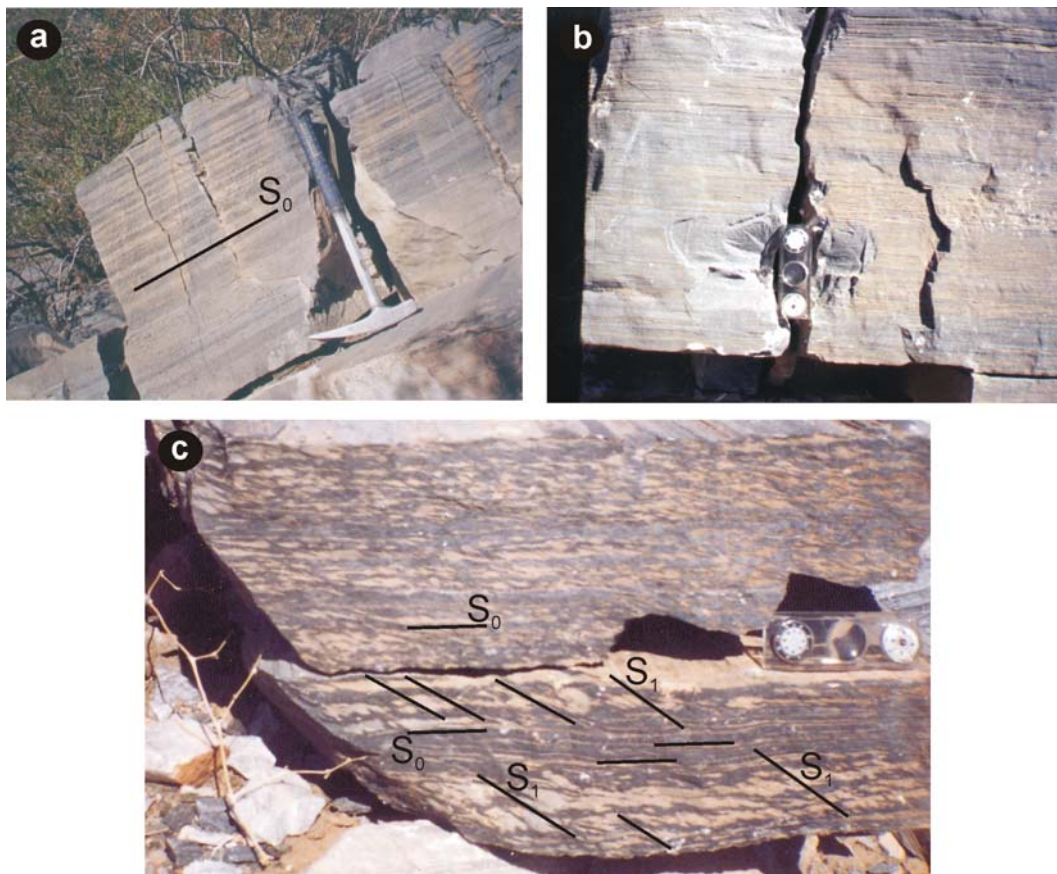
**Figura IIIA-15.** Fotomicrografías de un clasto encontrado en la Formación El Desecho, la textura observada es ígnea compuesta por cuarzo, cristales de plagioclasa con maclas según albita y alteración, y biotita cloritizada intersticial; a) sin analizador; b) con analizador (barra de escala equivale a 0,5 mm).

#### **d.- Caliza Angacos**

Como fue descripto en el capítulo II, esta unidad está caracterizada por un gran espesor de paquetes carbonáticos con metamorfismo de bajo grado; composicionalmente, predominan las calizas y dolomías, con intercalaciones de bancos margosos y cuarcíticos.

En la zona sudoccidental de la sierra, quebradas de El Gato, La Petaca y La Lichona, las rocas calcáreas son las mayormente expuestas; es común observar en algunos sectores estructuras caracterizadas por la alternancia de laminillas entre 30 y 2 mm de espesor. Esta laminación fina forma bandas de color gris oscuro intercaladas con otras de color amarillo oscuro que corresponden a pares calcita-dolomita. Probablemente estos pares constituyan estructuras sedimentarias primarias interpretadas como ritmitas por Naipauer *et al.* (2005c) (Figura IIIA-16), y puedan llegar a definir un  $S_0$ .

Los análisis al microscopio en láminas delgadas de los carbonatos fueron realizados principalmente para observar la alternancia de dolomita y calcita. Las láminas delgadas fueron preparadas con tinción de rojo de alizarina con el objetivo de distinguir estos minerales, además de cuarzo y materia orgánica (Figura IIIA-17). Esta técnica se realizó en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay.

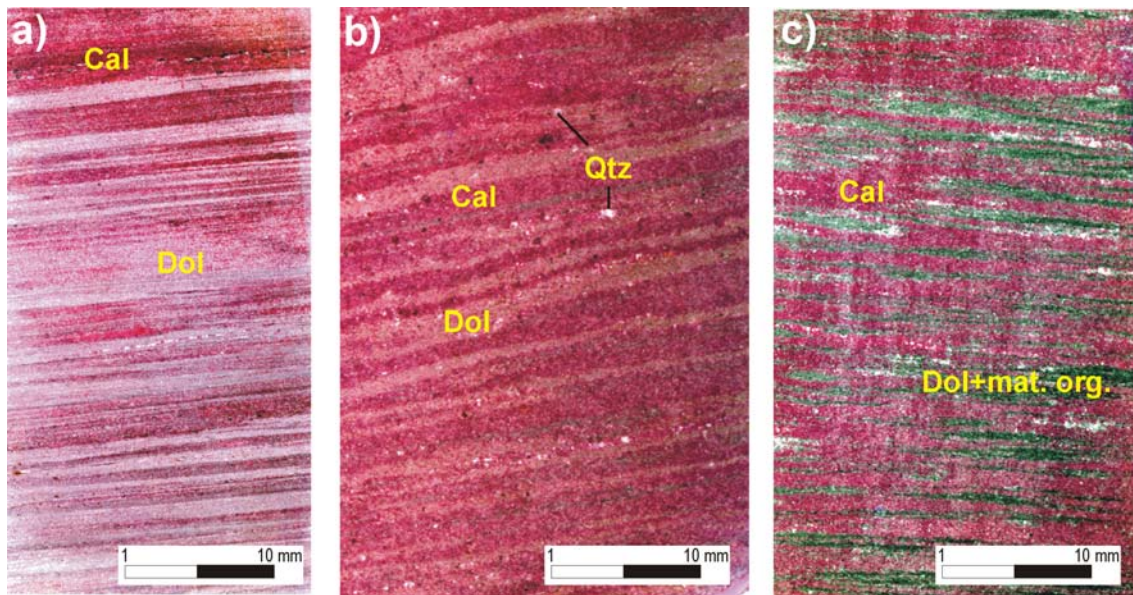


**Figura IIIA-16.** Ejemplos de ritmitas compuestas de calcita-dolomita (Caliza Angacos) en el sector sur de la sierra de Pie de Palo; a) y b) se observa en detalle las ritmitas de la zona de la quebrada de Piedras Pintadas con un  $S_0$  bien definido; c) quebrada de La Petaca: se distingue una foliación  $S_1$  cortando la laminación primaria de las ritmitas ( $S_0$ ).

Se encontró que en las ritmitas las láminas de calcita están conformadas aproximadamente por 85% de este mineral, un 5-10% de dolomita y entre un 5 y 10% de granos de cuarzo. Las bandas dolomíticas tienen entre 83 y 96% de dolomita y entre 4 y 17% de calcita, y usualmente no contienen granos de cuarzo pero son las bandas donde se concentra la materia orgánica (véase detalles en la Figura IIIA-17).

En esta misma zona se encontraron pequeños niveles de espesores menores al metro donde el material predominante es silicoclástico. Si bien poseen una matriz carbonática el cuarzo y el feldespato son los minerales más abundantes (Figura IIIA-18). Se estudió una muestra (QLli 1) colectada de la quebrada La Lichona de uno de

los niveles más arenosos para un análisis más detallado de los minerales pesados y circones.



**Figura IIIA-17.** Caliza Angacos: láminas delgadas teñidas con rojo de alizarina para diferenciar calcita de dolomita. a) ritmita compuesta por la alternancia cíclica de dolomita (colores claros) y calcoarenitas (colores rojizos), la granulometría es muy fina y no se observan terrígenos, área de San Ceferino; b) alternancia cíclica de dolomita con calcoarenitas, notar la presencia de cuarzo detrítico, zona de la estancia El Altillo; c) ritmita compuesta por láminas de dolomita más materia orgánica que alternan con bandas de calcita más cuarzo, quebrada Piedras Pintadas.

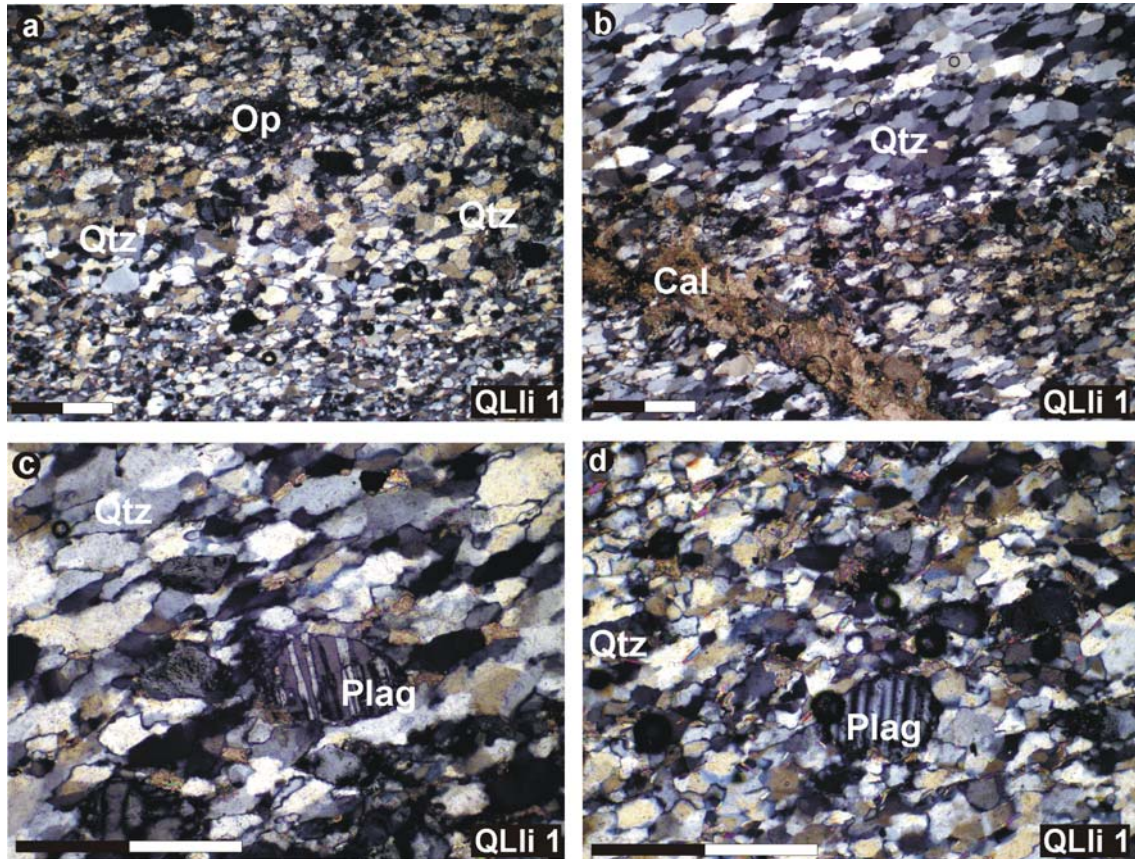


**Figura IIIA-18.** Afloramientos de la Caliza Angacos en el sector sur de la sierra: a) Nivel cuarcítico intercalado en las calizas, quebrada del Gato; b) detalle de un nivel silicoclástico intercalado en las calizas de la zona de la quebrada de La Lichona.

En los cortes petrográficos de las metareniscas carbonáticas se observa como característica principal la abundancia del cuarzo (mayor al 80%) cuyo tamaño de grano varía de muy fino a fino; esta variación de tamaño se produce en pequeñas bandas. El

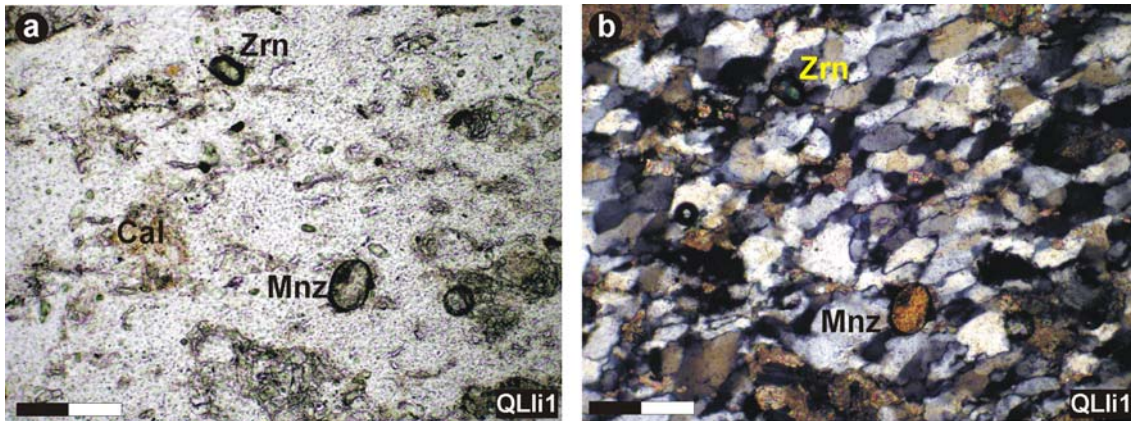
cuarzo está recristalizado y presenta textura interlobulada; muchos cristales se encuentran estirados evidenciando una importante deformación (Figuras IIIA-19a y b).

También se distingue un buen número de cristales de plagioclasa con tamaño dos o tres veces más grande que el cuarzo, algunos granos presentan maclas según albita deformadas en cuña (Figuras IIIA-19c y d).



**Figura IIIA-19.** Fotomicrografías de metareniscas carbonáticas en la Caliza Angacos (QLli 1), con nicols cruzados; a) mosaico de cuarzo con textura interlobulada donde se observan variaciones del tamaño del cuarzo en bandas de pocos milímetros, además aparecen laminillas donde los minerales opacos están concentrados; b) detalle de una vena carbonática, secundaria?, intercalada en un mosaico de cristales de cuarzo estirados; c) y d) pequeños granos de plagioclasa con maclas polisintéticas deformadas. La barra utilizada como escala equivale a 0,5 mm aproximadamente (abreviaturas de minerales según Kretz, 1983).

Los carbonatos están subordinados, aparecen en los intersticios entre los granos de cuarzo, y en formas de venas secundarias. Una característica sobresaliente es que existen niveles donde se concentran minerales opacos y abundantes circones redondeados junto con cristales de monacita (Figuras IIIA-19 a y IIIA-20), los que constituyen los minerales accesorios.



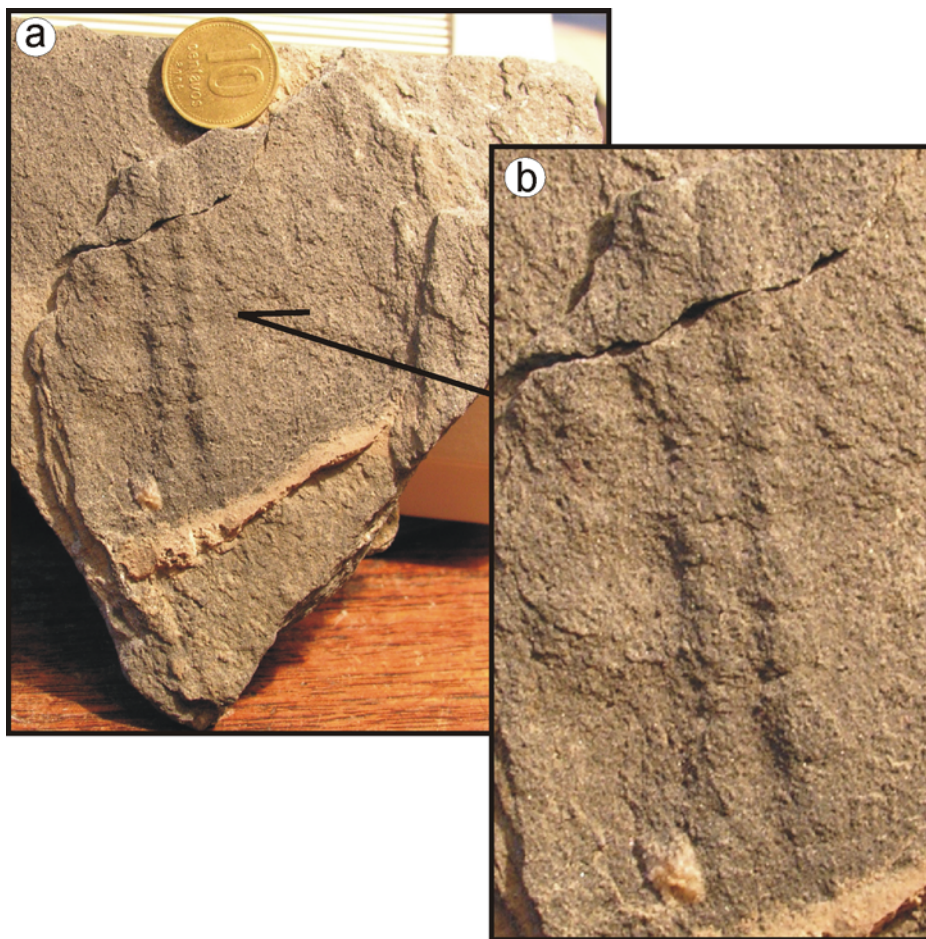
**Figura IIIA-20.** Muestra QLI 1: Fotomicrografías donde se observan cristales detríticos de circón (Zrn) y de monacita (Mnz), las formas redondeadas sugieren un origen detrítico para estos minerales. Nivel silicoclástico, Caliza Angacos (barra de escala aproximada: 0,5 mm).

**Evidencias paleontológicas:** en relación a la incertidumbre de la edad de la Caliza Angacos y la discusión sobre su correlación con las unidades calcáreas de la Precordillera, siempre se buscó algún tipo de evidencia paleontológica. Como fue mencionado anteriormente, la única cita sobre indicios fosilíferos, fue la presentada por Bordonaro *et al.* (1992) sobre trazas fósiles encontradas en el sector sur de la sierra de Pie de Palo, las cuales fueron comparadas con las presentes en la Formación Puncoviscana del Noroeste Argentino.

En las cercanías de la entrada a la quebrada La Petaca, cantera Puntilla Blanca, predominan los afloramientos calcáreo-dolomíticos de la Caliza Angacos. En este sector aparecen esquistos carbonáticos. En los planos de equistosidad fue hallada una pequeña estructura que se asemeja a una traza fósil y que fue reconocida (D.G. Poiré, comunicación verbal) como un tipo de *Nereites* (Figura IIIA-21). Cabe destacarse que las rocas donde apareció esta posible traza fósil están deformadas y presentan metamorfismo de bajo grado, lo que podría poner en duda su origen orgánico, hasta no tener mayores evidencias.

Por otro lado, también se realizó un muestreo en distintos afloramientos de la Caliza Angacos para búsqueda de microfósiles; se colectaron rocas de composición principalmente carbonática y en donde se podían identificar restos de materia orgánica. El sector elegido fue la zona sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, porque es donde predominan los afloramientos de esta unidad menos deformados. En el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias, de la ciudad de Montevideo, Uruguay, se realizaron los análisis micropaleontológicos para la búsqueda de palinomorfos sobre estos carbonatos. Estos estudios se realizaron bajo la dirección del Prof. Dr. Claudio Gaucher.

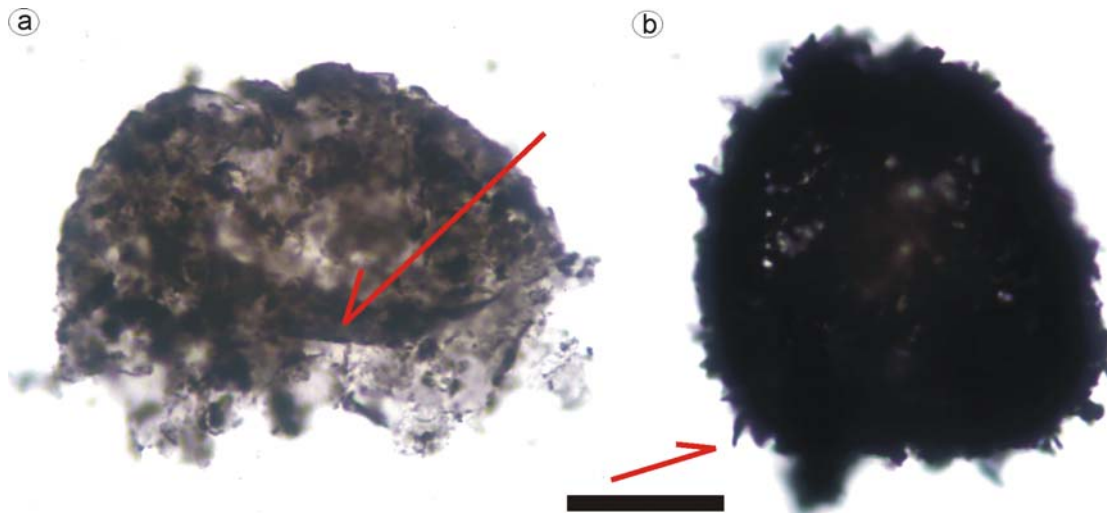
La técnica de separación se inició con la molienda gruesa en un mortero de 200 gramos de muestra aproximadamente. Posteriormente se atacó con ácido clorhídrico (HCl) y se lavó con agua destilada varias veces. A continuación la muestra fue filtrada con un tamiz con una malla de 5  $\mu$  y el residuo colectado se atacó con ácido fluorhídrico (HF) 75%. Después de lavar la muestra con agua destilada, se filtró nuevamente con la misma malla y el residuo colectado esta vez se atacó con HCl en caliente. Por último, se lavó la muestra en repetidas oportunidades con agua destilada y se montó todo el residuo colectado en glicerina para ser colocado en un portaobjeto para su posterior estudio.



**Figura IIIA-21.** a) Fotografía de la posible traza fósil hallada en la entrada a la quebrada de La Petaca, sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo; b) detalle ampliado. Material preservado en el Departamento Científico de Geología del Museo de La Plata, bajo la nomenclatura de Caja N° 478.

El material preparado que se observó bajo el microscopio óptico presentó una elevada carbonización debido al metamorfismo que sufrieron estas rocas. Igualmente en forma preliminar se grafican algunos especímenes encontrados, aunque el estudio no haya sido de mayor detalle y se requiera un análisis pormenorizado a cargo de un especialista en el tema (Figura IIIA-22).

En la microfotografías de la Figura IIIA-22 se pueden distinguir dos posibles microfósiles pero su clasificación no fue posible hasta el momento; en a) se destacan, por el menor grado de carbonización, una membrana delgada y translúcida que en el sector marcado está plegada, y además se distingue una superficie con montículos. En cambio, en b) el espécimen se observa muy oscuro producto del elevado grado de carbonización, pero igualmente se pueden diferenciar pequeñas protuberancias sobre su superficie sugiriendo algún grado de complejidad de su estructura.



**Figura IIIA-22.** Fotomicrografías tomadas bajo un microscopio óptico (objetivo x100) de los posibles microfósiles encontrados en muestras colectadas en la quebrada La Lichona, correspondientes a la Caliza Angacos (barra negra aproximadamente 10  $\mu$ ).

En resumen, las evidencias paleontológicas encontradas aún son dudosas y requieren un estudio mucho más detallado, por lo cual no permitieron asignarle sobre esta base una edad precisa a esta unidad. Sin embargo, puede ser un tema promisorio para futuras investigaciones.

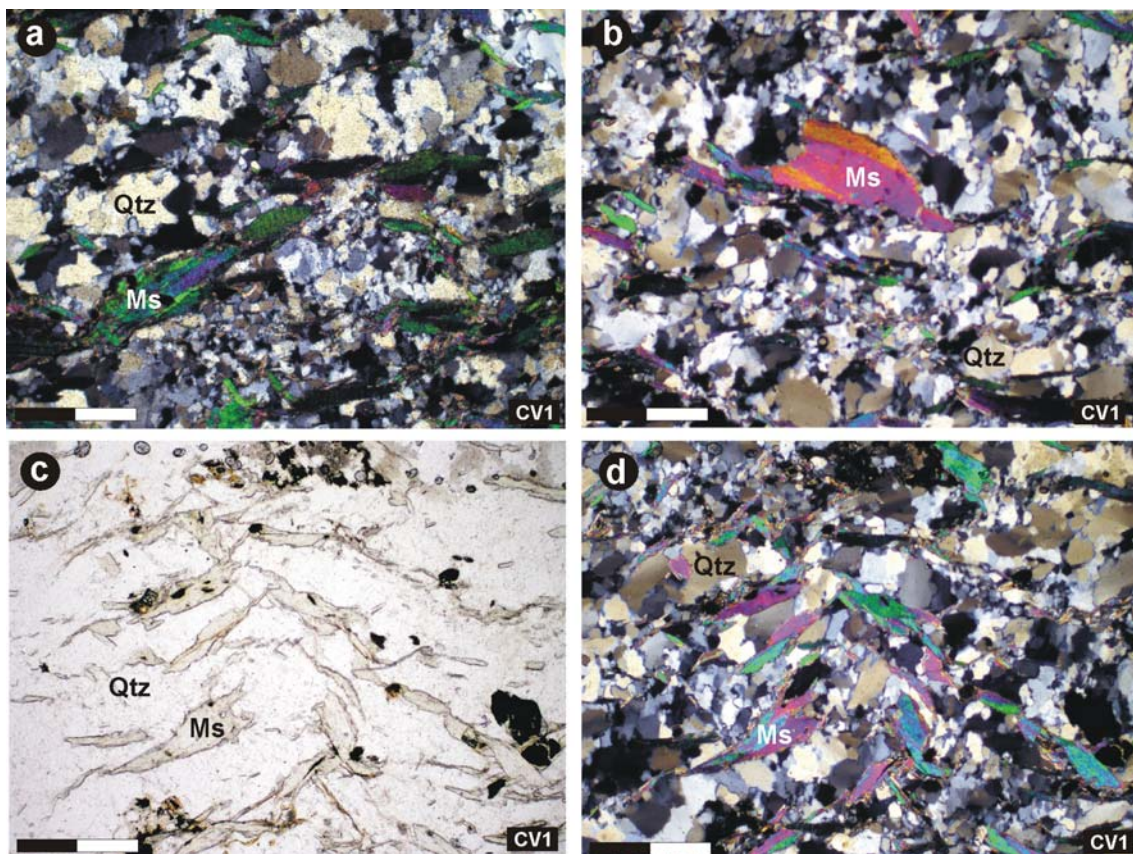
### 3.- CERRO VALDIVIA

En el sector sudeste del cerro Valdivia aflora una escama de esquistos cuarzo muscovíticos, la que está en contacto tectónico con anfibolitas y esquistos micáceos (véase Figura II-11, del capítulo II). Dada la similitud litológica de los esquistos cuarzo muscovíticos con la unidad verde de la Cuarcita El Quemado se tomó una muestra (CV1, GPS: 31°53'17"S; 68°31'55"O) para su comparación. Estudios detallados de las diferentes unidades litológicas aflorantes en este cerro fueron realizados por Alascio (1941) y Kilmurray y Dalla Salda (1971).

La muestra se caracteriza por presentar un color verde claro, el tamaño de grano es fino, y posee foliación milonítica marcada. Al microscopio óptico presenta como minerales principales: cuarzo (aproximadamente 85%) y muscovita (<15%). El cuarzo se caracteriza por estar recristalizado y tener un tamaño de grano heterogéneo distribuido en bandas de uno pocos milímetros de espesor (Figura IIIA-23).

La textura es mayormente interlobulada y se observa muy bien en los dominios cuarzosos de mayor tamaño, las texturas poligonales con puntos triples se desarrollan en los dominios de cuarzo de menor tamaño (Figura IIIA-23). También se destacan algunos cristales con extinción ondulosa.

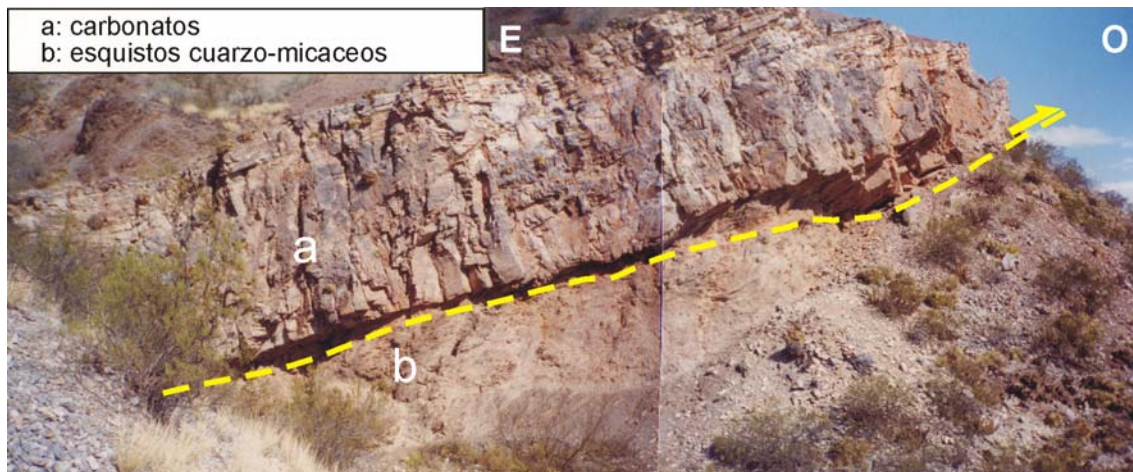
Las micas (muscovita) son abundantes y se presentan en cristales elongados y orientados según la foliación, se distinguen algunos cristales mayores formando peces de micas, evidenciando la deformación (Figura IIIA-23). Cabe destacar que se observaron pequeños cristales isótropos y de pequeño tamaño, probablemente de granate.



**Figura IIIA-23.** Fotomicrografías de la muestra CV1 del sector sur del cerro Valdivia; a) se observa cuarzo como mineral principal, con textura interlobulada, y migración de borde de grano, los cristales de moscovita están orientados y definen la foliación; b) detalle de un cristal de muscovita deformado (peces de mica); c) detalle de plegamiento de la foliación, sin analizador; d) con analizador se distingue una poligonación en los cristales de cuarzo (escala aproximada: 0,5 mm, barra inferior).

#### 4.- CERRO SALINAS

Como se describió anteriormente el bloque de basamento que aparece en el cerro Salinas se compone principalmente por escamas tectónicas que intercalan rocas carbonáticas y silicoclásticas (Figura IIIA-24). Numerosos estudios describieron la geología, estructura y petrografía (Mauri, 1943; Harrington, 1971; Scanavino y Guichón, 1973; Llano *et al.*, 1984). En la presente sección se describen los aspectos generales y petrográficos de las rocas estudiadas del cerro Salinas en este trabajo.



**Figura IIIA-24.** Vista hacia el sur de la escama tectónica inferior del cerro Salinas, por encima del corrimiento aparecen calizas (a) y por debajo se encuentran las filitas cuarzo-micáceas (b).

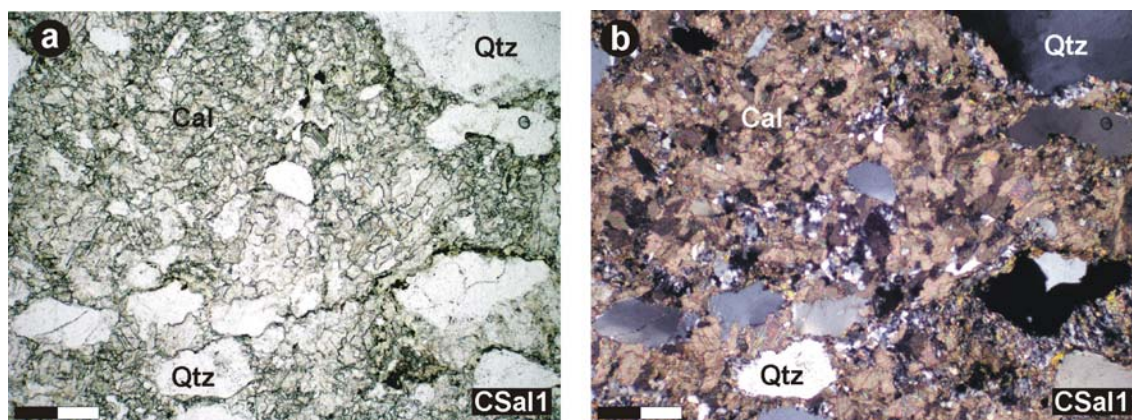
Las calizas son de grano fino, de color gris blanquecino a gris azulado, se disponen en fajas que pueden llegar hasta 40 metros de espesor y que fueron en su momento objeto de explotación. Los estudios petrográficos de Llano *et al.* (1984) las describen como mármoles de grano fino y textura granoblástica.

Por otro lado, los metasedimentos de composición silicoclástica están representados por filitas y esquistos de grano fino, de color castaño con tonalidades rojizas y verdosas; Mauri (1943) las describe como esquistos integrados por cuarzo, fragmentos líticos?, arcillas, material calcáreo y clorítico. Por otro lado, Llano *et al.* (1984) en su estudio mas detallado de la geología y petrografía del cerro Salinas, definieron a las rocas clásticas como ectinitas de bajo grado, con esquistosidad notoria, y efectos cataclásticos intensos, y formadas principalmente por cuarzo, filossilicatos (muscovita, clorita y sericita), y calcita, existiendo todas las combinaciones posibles. Al microscopio describieron texturas cataclásticas, compuestas por cuarzo, muscovita y biotita, con pliegues *kink* y esquistosidad de crenulación. En la matriz están presentes: cuarzo, clorita y sericita milonitizadas, y en menor medida plagioclasa, biotita, feldespatos, epidoto, rutilo y turmalina, más opacos (Llano *et al.*,

1984). Estos mismos autores interpretan al protolito como una secuencia psamo-pelítica y carbonática; definen un metamorfismo dinamotérmico de grado bajo, y por la paragénesis mineral (sericita-epidoto-clorita) como correspondiente a la facies de esquistos verdes.

Se colectaron varias muestras en distintos sectores del cerro para la caracterización petrográfica de las rocas. En la punta noroeste se colectó la muestra CSal3 (GPS: 32°10'32"S; 68°40'29"O) en una pequeña cantera abandonada, la roca es una filita de grano muy fino y color castaño rojizo. En la zona sur, en las antiguas explotaciones, se tomaron las muestras CSal1 y CSal2 (GPS: 32°11'30"S; 68°40'32"O) correspondientes a esquistos filíticos cuarzosos y calcáreos. Las mismas fueron utilizadas para estudios petrográficos y posterior análisis de minerales pesados, isotópicos y geoquímicos.

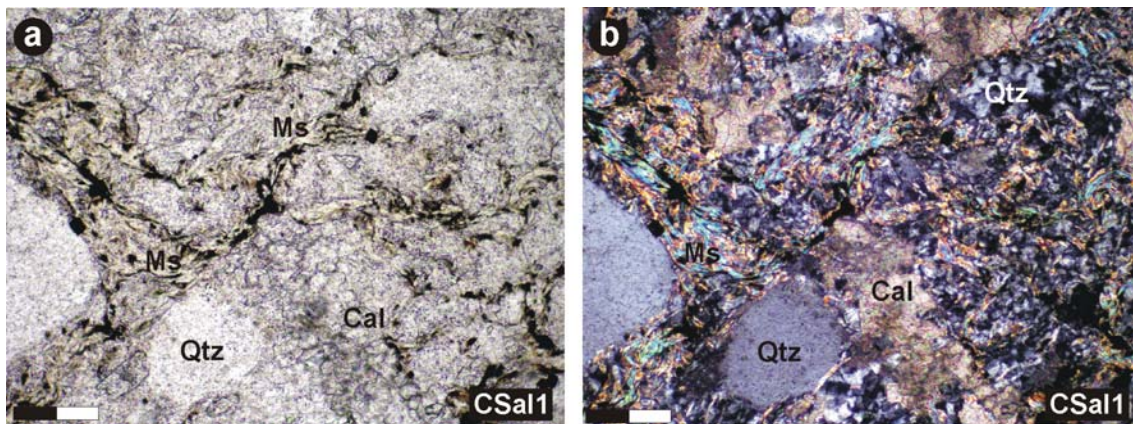
La muestra CSal1 tiene una matriz formada por un alto porcentaje de carbonatos (>50%), además de cuarzo en mosaico de grano muy fino (Figura IIIA-25). Inmersos en esta matriz aparecen cristales de cuarzo de mayor tamaño, con bordes angulosos, en muchos de ellos existen bordes recrystalizados, y otros presentan extinción ondulosa (Figura IIIA-26).



**Figura IIIA-25.** Fotomicrografías de un filita carbonática del cerro Salinas; a) tomada sin analizador, se pueden observar los carbonatos y los granos de cuarzo; b) con analizador se distinguen, la matriz de grano fino compuesta por carbonatos y cuarzo, y de tamaño más grande aparecen cristales angulosos de cuarzo con extinción ondulosa (la barra inferior usada de escala equivale a 0,5 mm).

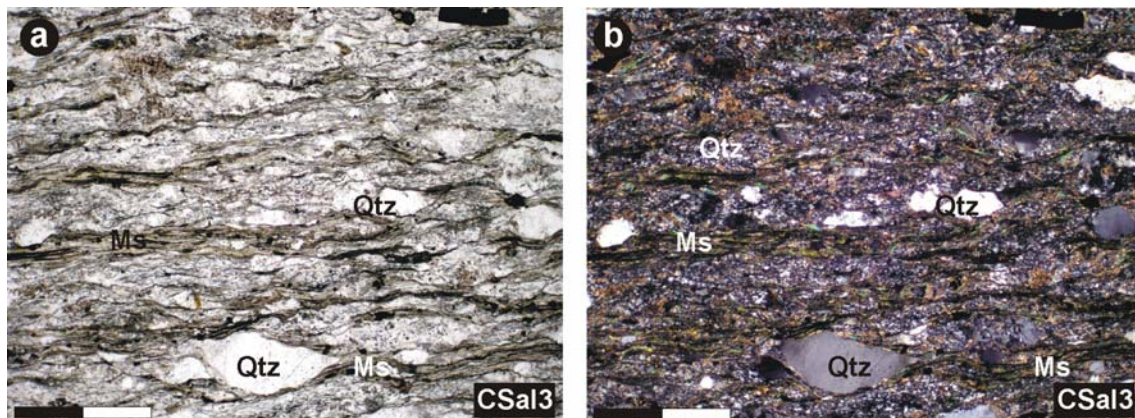
Las muscovitas forman menos del 10% de la roca y definen la foliación de la misma, los cristales son pequeños, elongados y están orientados; tienen la particularidad de concentrarse por sectores y entre los grandes cristales de cuarzo (Figura IIIA-27). En la matriz son abundantes los cristales de minerales opacos con tamaños de grano fino.

La roca fue clasificada como una filita carbonática por la abundancia de los carbonatos, el tamaño de grano y la esquistosidad que presenta la misma.



**Figura IIIA-26.** Fotomicrografías de la muestra CSal 1; a) cristales intersticiales de muscovita más opacos entre los granos de cuarzo, sin analizador; b) matriz de grano fino compuesta por muscovita, carbonato y cuarzo, en la que distribuyen cristales de cuarzo de mayor tamaño (con analizador). La barra inferior de escala equivale a 0,5 mm aproximadamente.

Por otro lado, la muestra CSal3 presenta una abundante matriz de grano muy fino compuesta por pequeños cristales de cuarzo y escamas de micas orientadas formando folias ricas en este mineral. Dentro de esta matriz aparecen granos de mayor tamaño de cuarzo (<30%) y plagioclasas (<10%) (Figura IIIA-27). La roca fue clasificada como una filita cuarzo-micácea.

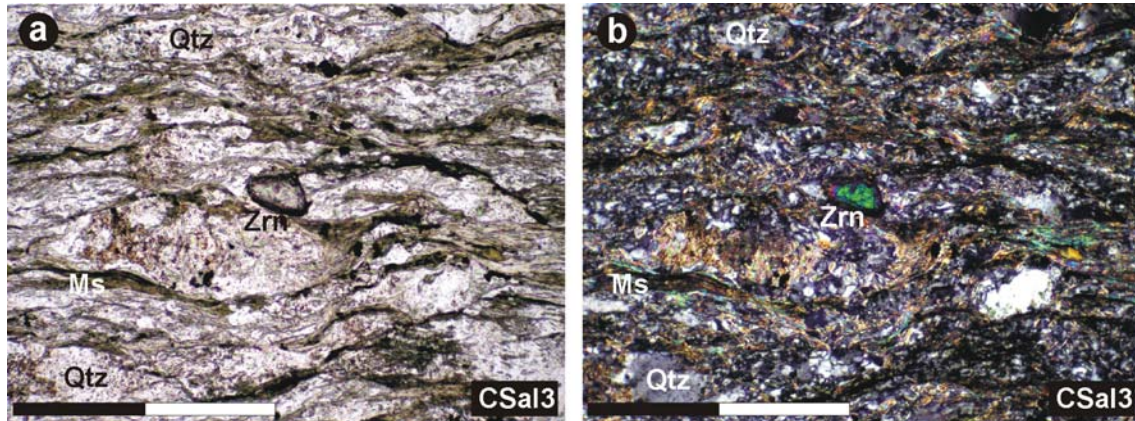


**Figura IIIA-27.** Fotomicrografías de una filita cuarzo-micácea (CSal 3); a) matriz de grano muy fino compuesta por muscovita, cuarzo y opacos (sin analizador); b) se distinguen cristales de cuarzo deformados con extinción ondulosa (con analizador). Escala aproximada: 0,5 mm.

Los granos de cuarzo tienen extinción ondulosa y presentan colas de presión compuestas por cuarzo recristalizado. Las plagioclasas están subordinadas, también forman cristales grandes, caracterizados por mostrar maclas polisintéticas

deformadas. Las muscovitas se disponen paralelas a la foliación envolviendo a los granos de cuarzo y plagioclasa (Figura IIIA-27).

Como minerales accesorios se observaron opacos, calcita, y circón, éste último muestra evidencias de transporte por su grado de redondez y carácter detrítico (Figura IIIA-28).



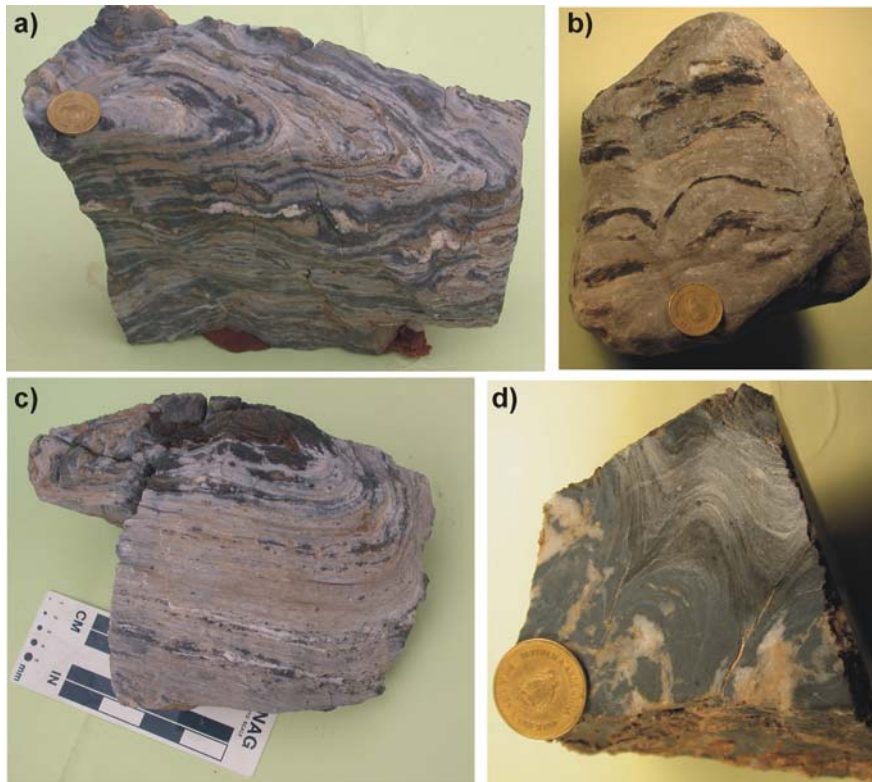
**Figura IIIA-28.** Fotomicrografías de cortes delgados donde se observa un cristal detrítico de circón (Zrn), además se puede ver la foliación y la matriz cuarzo-micácea de la roca. Filita cuarzo-micácea (CSal 3). La escala equivale a 0,5 mm aproximadamente.

**Evidencias paleontológicas:** según nuestras observaciones en la zona sur del cerro, en un sector donde la deformación es poco intensa, se distinguieron niveles de carbonatos con una laminación muy fina de material silíceo (chert) y color oscuro que se asemejan a estructuras estromatolíticas (Figura IIIA-29). Estructuras similares fueron observadas en el sector noroeste del cerro.



**Figura IIIA-29.** Vista de los estromatolitos en el afloramiento del sector sur del cerro Salinas.

Estas estructuras, interpretadas preliminarmente como estromatolitos (Naipauer *et al.*, 2005a), ameritan un estudio de mayor detalle y especializado para su clasificación (Figura IIIA-30). Este hallazgo al menos sugiere que las calizas del cerro Salinas, registran un ambiente de sedimentación intermareal y de menor profundidad que el observado en la Caliza Angacos, aflorante en la sierra de Pie de Palo.



**Figura IIIA-30.** Estromatolitos colectados en el sector centro-sur del cerro Salinas; a y c) notar las estructuras concéntricas de los estromatolitos; b) bloque de estromatolito compuesto por carbonatos intercalando en la estructura niveles de chert de color negro; d) detalle de la estructura estromatolítica (pulido transversal).

## 5.- PRECORDILLERA

Entre las metasedimentitas del Grupo Caucete y las unidades fosilíferas de la Precordillera existe una gran diferencia en cuanto al volumen de trabajos relacionados a estratigrafía, paleontología, tectónica, paleogeografía, etc. Asimismo como no han sufrido metamorfismo ni tampoco alta deformación, presentan una mejor preservación de la mineralogía original del sedimento, lo que ha permitido confeccionar modas detríticas, diagramas de discriminación de áreas de aporte y tectónicos.

Dentro de los depósitos de plataforma carbonática cambro-ordovícica han sido descriptos varios sectores donde la secuencia calcárea es interrumpida por sedimentación clástica (Gómez y Astini, 2005): éstos son los sitios donde se

colectaron muestras para análisis de procedencia. Los afloramientos más importantes y estudiados están incluidos en la Formación La Laja y se ubican en la sierra Chica de Zonda y Villicum (Figura IIIA-31).

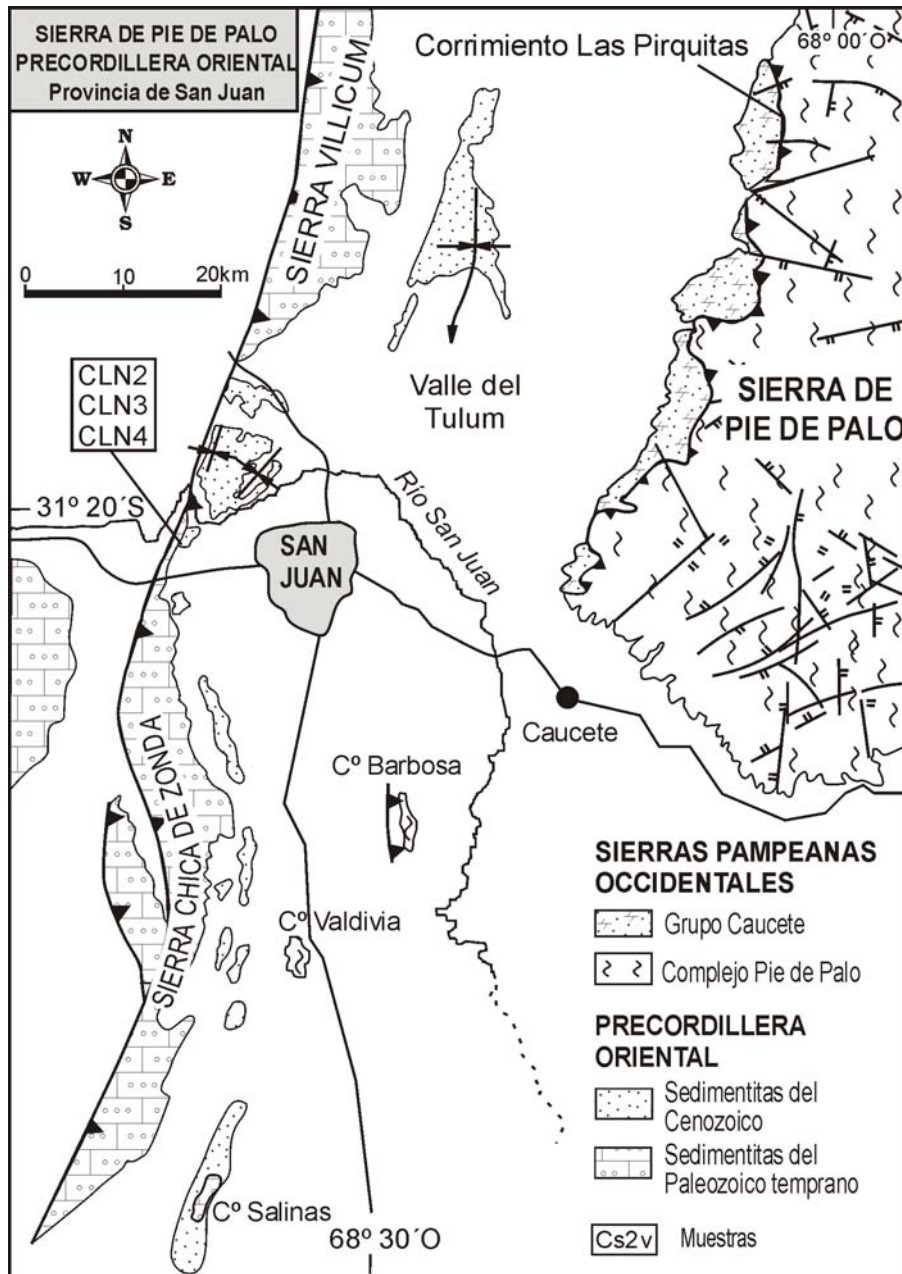
Otros sectores también de interés para este estudio son las facies de talud continental que aparecen como bloques resedimentados (olistolitos) en la Precordillera Occidental y que también se caracterizan por la presencia de niveles silicoclásticos. Se estudiaron niveles conglomerádicos y psamíticos en el Olistolito Los Ratones en la sierra del Tontal.

#### ***a.- Formación La Laja (facies clásticas del Miembro Soldano)***

Las primeras descripciones de niveles de areniscas en el Cámbrico de la Precordillera se deben a los trabajos realizados por Pereyra (1987), quién definió en el flanco nororiental de la sierra Chica de Zonda la unidad Areniscas Cuarzosas Blancas y las integró en el Miembro Soldano (Formación La Laja; Bordonaro, 1980). Fueron descritas como areniscas bien seleccionadas de grano medio a grueso y altamente maduras, diferenciando un sector superior con estratificación entrecruzada y de granulometría gruesa, un sector intermedio de areniscas rosadas y de grano medio, y un sector inferior con areniscas medianas y gruesas de colores blanquecinos y estratificación planar. Por su parte, Banchig y Milana (1994) reinterpretaron estos mismos depósitos clásticos asignándoles un paleoambiente sedimentario de delta progradante.

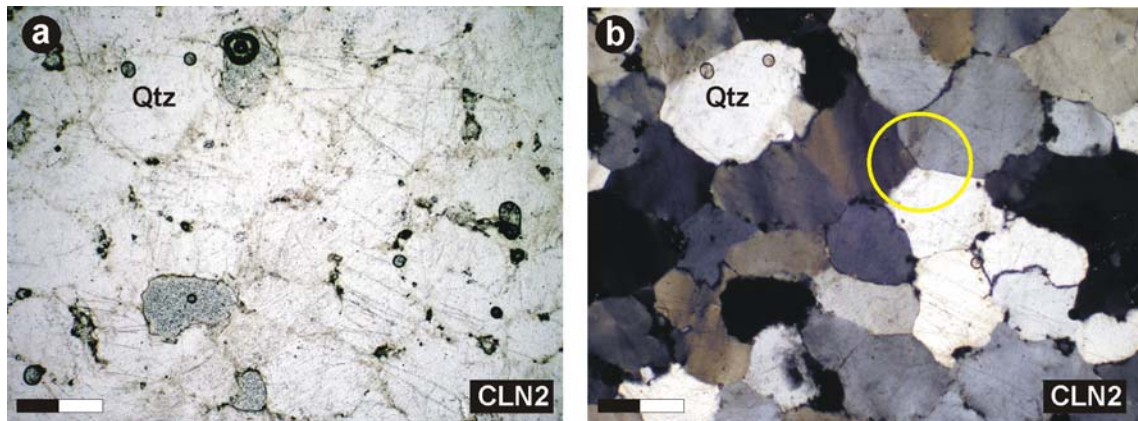
Recientemente, Finney *et al.* (2005) estudiaron la procedencia de estas areniscas intercaladas en el Miembro Soldano (Formación La Laja) expuestas en la sierra Chica de Zonda. Las describieron como areniscas maduras textural y mineralógicamente; en los diagramas QFL (Dickinson *et al.*, 1983) las muestras caen dentro del campo de cratón interior y las interpretaron como provenientes de ciclos sedimentarios anteriores.

Como parte de este trabajo se analizaron tres muestras de areniscas cuarzosas (CLN2, CLN3 y CLN4) bajo el microscopio, colectadas en la antigua cantera de Loma Negra ubicada en el Regimiento de Infantería de Montaña 22, ladera nororiental de la sierra Chica de Zonda (ver Figura IIIA-31). Estratigráficamente corresponden al Miembro Soldano de la Formación La Laja descritas anteriormente por Pereyra (1987). Las muestras estudiadas son ortocuarzitas compuestas por más del 90% de cuarzo; el tamaño de grano es medio a grueso, con colores blanquecinos, amarillentos, rosados, y pátinas de óxidos de alteración.



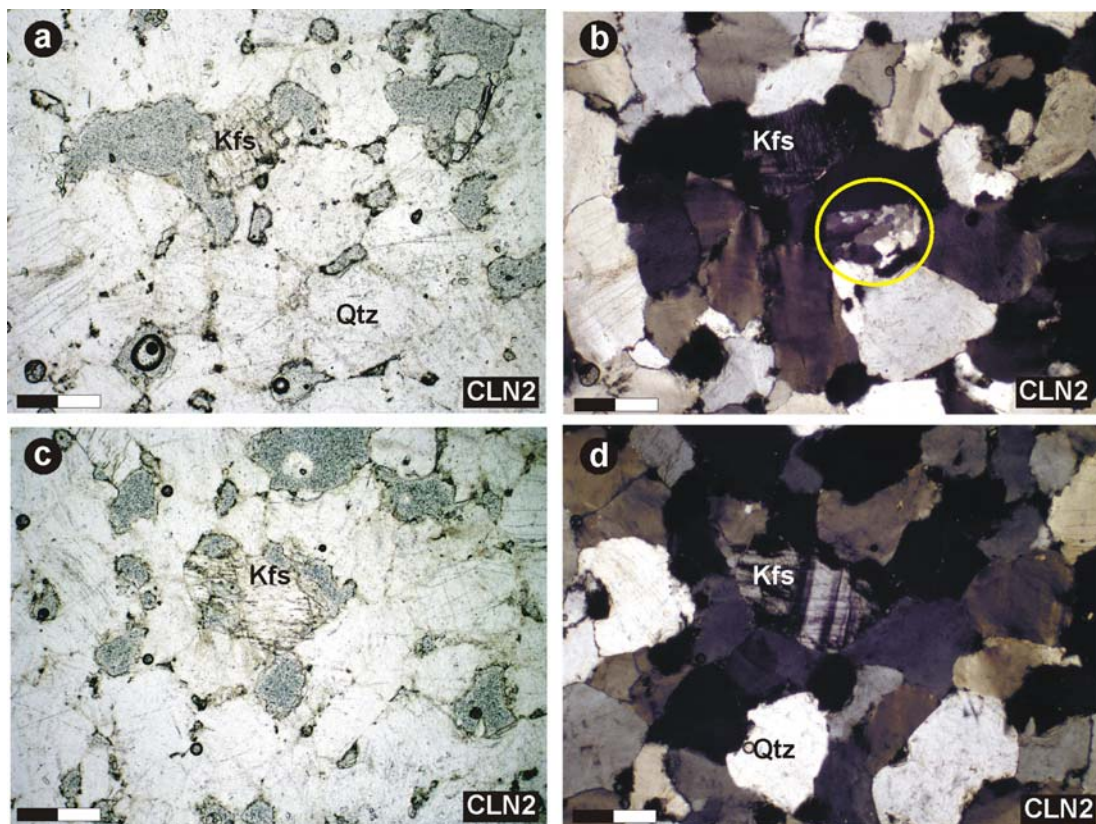
**Figura IIIA-31.** Mapa esquemático de las sierras Chica de Zonda y Villicúum para mostrar el sector de muestreo. También se observan la parte sudoccidental de la sierra de Pie de Palo y los cerrillos Barboza, Valdivia y Salinas.

La muestra CLN2 se caracteriza por el alto contenido de cuarzo (>95%), los cristales están redondeados y son de tamaño de grano grueso. La mayoría presentan evidencias de deformación, es común observar extinción ondulosa y diversas fracturas (Figura IIIA-32). Cabe destacar que algunos contactos entre los cristales son poligonales indicando probablemente un grado de diagénesis bastante elevada (Figura IIIA-32). La roca fue clasificada como una arenisca cuarzosa.



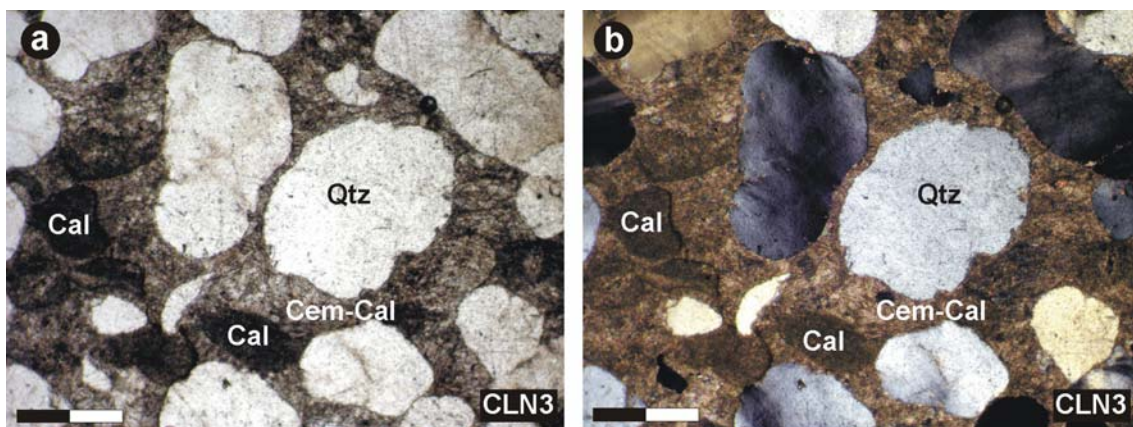
**Figura IIIA-32.** Fotomicrografías de una arenisca cuarzosa de la Precordillera; a) sin analizador y b) con analizador, se pueden observar el tamaño de grano grueso y predominio del cuarzo. Dentro del círculo se marca un punto triple indicando la poligonación incipiente que presenta la muestra (la escala equivale a 0,5 mm aproximadamente).

En muy baja proporción pero de importancia para nuestro estudio de procedencia, se reconocieron fragmentos policristalinos de cuarzo con formas alargadas, sugiriendo un origen metamórfico (Figura IIIA-33a y b). También han sido reconocidos cristales de feldespato, que por las maclas observadas según microclino podrían corresponder a feldespato potásico (Figura IIIA-33).



**Figura IIIA-33.** Microfotografías de cortes delgados de la muestra CLN 2; a) cuarzo observado sin analizador; b) se detalla en el círculo un grano de cuarzo policristalino con analizador; c) sin analizador y d) con analizador, se observan un cristal de feldespato (Kfs) maclado, entre granos de cuarzo redondeados y con evidencias de deformación, como extinción ondulosa (barra inferior de escala equivale a 0,5 mm aproximadamente).

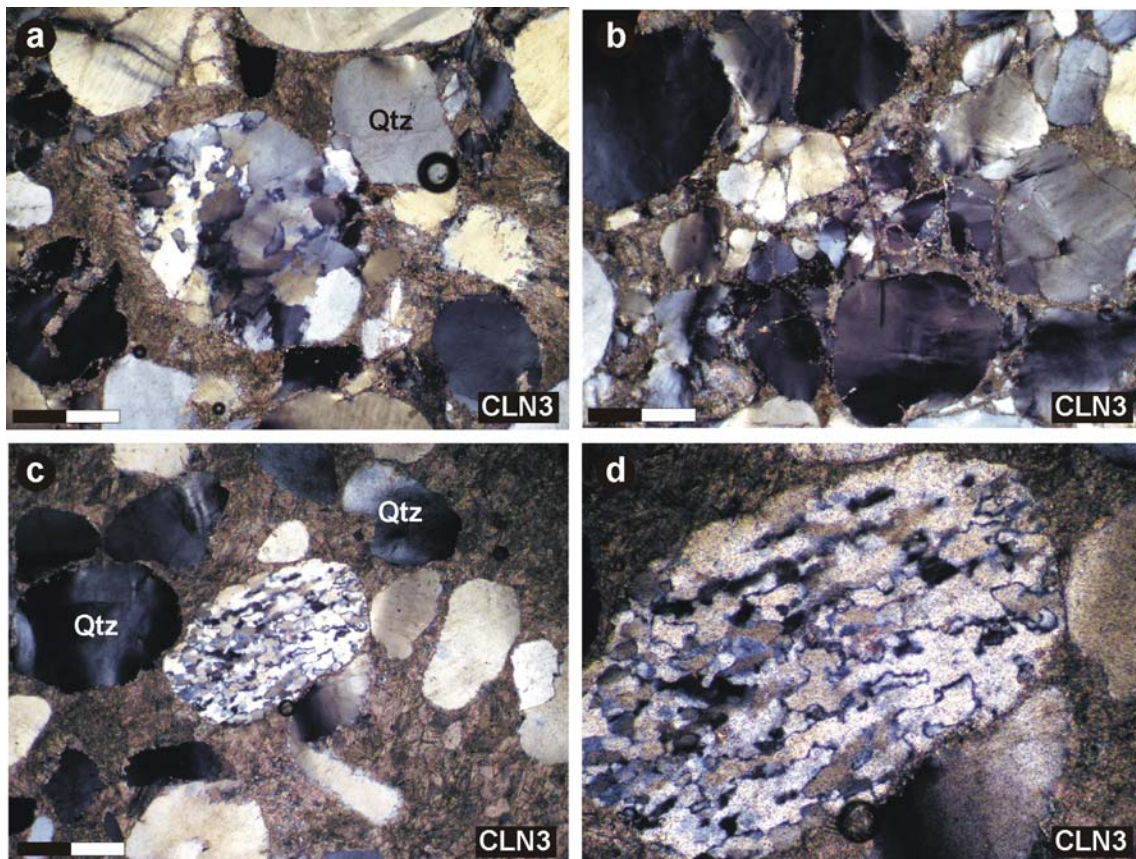
Otra de las muestras estudiadas (CLN3) también presentó un alto contenido de cuarzo (85%) pero se diferencia porque tiene cemento carbonático micrítico y granos calcáreos subordinados (Figura IIIA-34). Los granos de cuarzo están muy redondeados y tienen evidencias de deformación como extinción ondulosa y fracturas, sugiriendo que éstos sean de origen metamórfico. Cabe mencionar que otros no muestran evidencias de deformación marcando dos tipos de cuarzo de diferente origen. Si bien, la roca tiene un alto contenido de cuarzo, por el cemento carbonático que se observó al microscopio se la clasificó como una arenisca micrítica (clasificación según Fluegel, 2004).



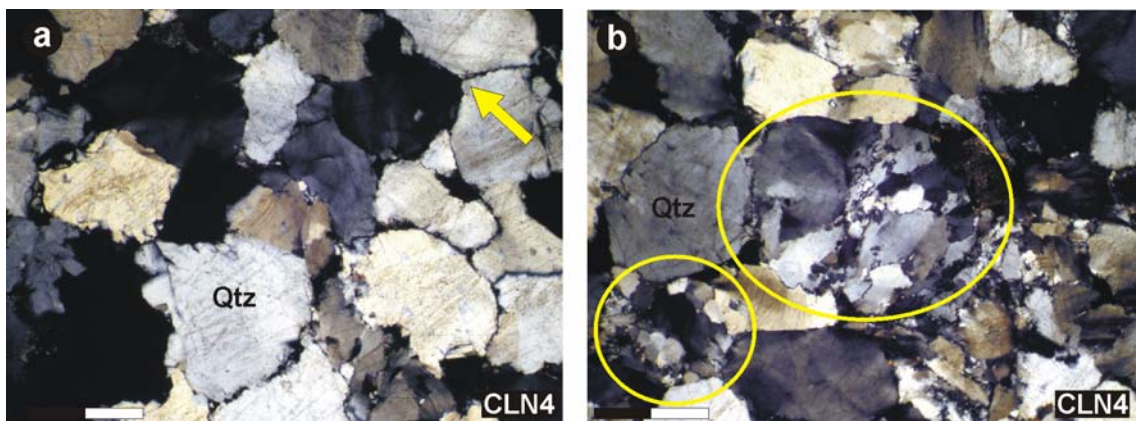
**Figura IIIA-34.** Microfotografías de la muestra CLN 3; a) granos de cuarzo redondeados (Qtz) y de carbonatos (Cal) con un cemento carbonático (Cem-Cal), sin analizador; b) con analizador, se pueden observar la diferencia entre los cristales de cuarzo redondeados y con evidencias de deformación de los otros que no tienen extinción ondulosa (escala aproximada: 0,5mm).

Podemos destacar de la muestra que se han encontrado varios fragmentos de cuarzo policristalino, con formas alargadas y texturas internas que sugieren un origen metamórfico, al igual que los encontrados en la muestra CLN 2 (Figura IIIA-35).

La última muestra estudiada corresponde a la CLN4 y es similar a la muestra CLN2 porque se trata de una arenisca cuarzosa con un alto porcentaje de cuarzo (>95%). El tamaño de grano es grueso y las formas son redondeados, pero en muchos contactos hay evidencias de poligonación con puntos triples (Figura IIIA-35). También es común en la mayoría de los cristales extinción ondulosa, todas estas características indicativas de deformación sugiriendo un origen metamórfico para estos granos. Nuevamente aparecen en muy baja proporción granos policristalinos de composición cuarzosa (Figura IIIA-36).



**Figura IIIA-35.** Microfotografías donde se muestran detalles de la muestra CLN 3; a) grano policristalino de cuarzo redondeado y con un cemento carbonático; b) cristales de cuarzo muy fracturados y con extinción ondulosa; c) y d) grano policristalino de cuarzo con una forma aplanada y una textura que sugiere un origen metamórfico (escala aproximada 0,5 mm).



**Figura IIIA-36.** Microfotografías de una ortocuarcita de la Precordillera (muestra CLN4); a) cuarzoes redondeados pero con evidencias de recristalización en los borde de grano, con la flecha se indica un punto triple; b) dentro de los círculos se marcan cristales de cuarzo policristalinos, las texturas internas no son muy claras pero sugieren un origen metamórfico para estos granos (la escala equivale a 0,5 mm aproximadamente).

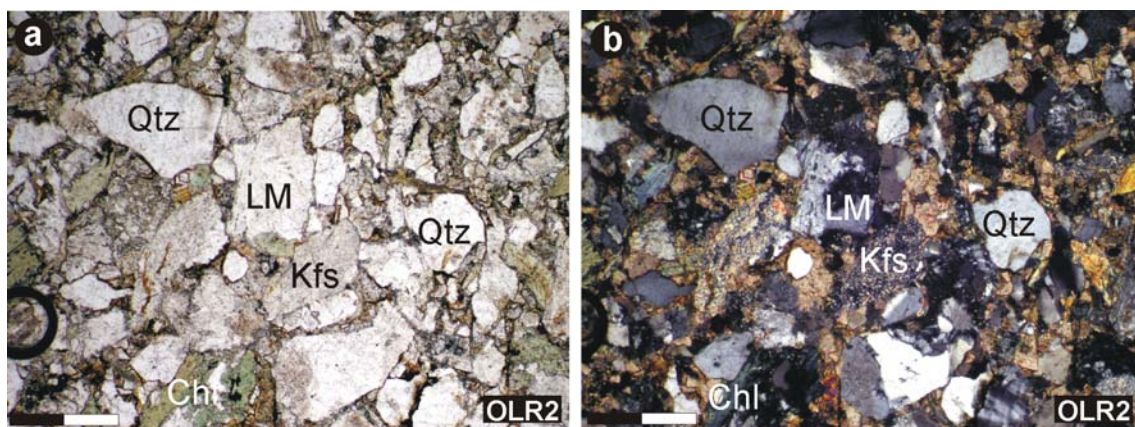
### **b.- Olistolito Los Ratones**

El Olistolito Los Ratones es interpretado como un bloque de rocas cámbricas redepositado y alojado en la Formación Los Sombreros de edad ordovícica por Bordonaro y Banchig (1996), y aflora en el extremo norte de la sierra del Tontal en la quebrada homónima (véase mapa de ubicación, figura IA-2, capítulo I). Se caracteriza por contener niveles basales de conglomerados, areniscas y pelitas, y por el contenido fosilífero es asignado al Cámbrico Medio (Bordonaro y Banchig, 1996). Keller (1999) sugiere que los afloramientos del mencionado olistolito pueden representar un relleno de canal, y que los conglomerados compuestos por bloques angulosos de gneises, granitoides y metacuarcitas provienen de un basamento.

Se estudiaron muestras de un cuerpo olistostrómico ubicado en la ladera oeste de la quebrada Los Ratones, también llamada "kilómetro 101"; el mismo tiene una dimensión estimada de 50 metros de largo por unos 20 de espesor. Se identificaron un conglomerado basal, areniscas, pelitas y calizas intercaladas.

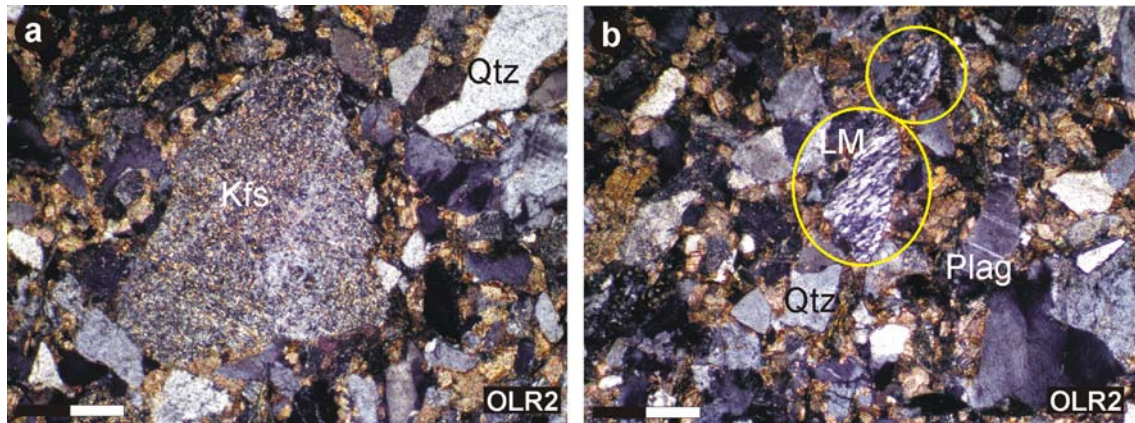
Se realizaron cortes delgados de areniscas y de la matriz del conglomerado. Las muestras están ubicadas aproximadamente a los 31° 16' 70'' de latitud sur y 69° 11' 20'' de longitud oeste.

La muestra OLR2 pertenece a la matriz de un nivel conglomerádico expuesto en la base del olistolito, se caracteriza por contener bloques de hasta 40 centímetros y de composición variada, principalmente metamórficos y graníticos. Al microscopio se detectaron principalmente clastos de cuarzo, feldespatos y líticos inmersos en una matriz de grano fino. Los cuarzos se destacan por ser angulosos y además tener extinción ondulosa (Figura IIIA-37). Los feldespatos están representados por plagioclasas y feldespatos alcalinos (Figuras IIIA-37 y 38).



**Figura IIIA-37.** Microfotografías de la matriz de un conglomerado perteneciente al olistolito Los Ratones, se destacan clastos de cuarzo angulosos (Qtz), feldespatos potásicos (Kfs) y también líticos metamórficos (LM). Además se observan cloritas (Chl). Escala aproximada 0,5 mm.

Por último también fueron observados líticos metamórficos con formas alargadas y compuestos por cuarzo policristalino (Figura IIIA-38) semejantes a los observados en las unidades descriptas anteriormente de la Precordillera Oriental.



**Figura IIIA-38.** Microfotografías de la matriz conglomerádica del olistolito Los Ratonés; a) se destacan clastos de cuarzo angulosos (Qtz) y feldspatos potásicos (Kfs); b) aparecen clastos de plagioclasa (Plag), cuarzo con extinción ondulosa y dentro de los círculos se muestran líticos metamórficos (LM). La escala aproximada es de 0,5 mm.

Como resumen del análisis petrográfico realizado en las unidades cámbricas de la Precordillera se desprende que las areniscas cuarzosas del Miembro Soldano, presentan un alto grado de madurez como fuera ya mencionado con anterioridad por varios autores (Pereyra, 1987; Finney *et al.*, 2005). También hay evidencias que la roca sufrió un importante grado de diagénesis, sugerido por los contactos poligonales que se observaron en muchos cristales de cuarzo.

Además, en este estudio destacamos un aporte importante desde áreas con rocas metamórficas sugerido por la alta concentración de cuarzo con características metamórficas, como extinción ondulosa y fracturas. Esto también está evidenciado por los granos policristalinos de cuarzo con formas alargadas y texturas metamórficas.

En las muestras estudiadas del Olistolito Los Ratonés también es relevante la procedencia de un área con rocas metamórficas debido a la presencia de clastos líticos compuestos por cuarzo policristalinos semejantes a los encontrados en las ortocuarcitas del Miembro El Soldano, a lo que suman los cristales de cuarzo con extinción ondulosa.

## **B.- ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS Y MORFOLOGICO DE CIRCONES DETRÍTICOS**

### **1.- Introducción**

El análisis de los minerales pesados es una metodología utilizada para la caracterización de áreas de procedencia y correlación entre unidades sedimentarias clásticas. Esta técnica, además de estudiar las asociaciones de los minerales pesados, también implica el análisis detallado de la morfología y estructura interna de especies minerales individuales, como circones, rutilos, granates, etc.

Los minerales pesados poseen la característica especial de reflejar la mineralogía de las rocas fuentes de la cual provienen. Sin embargo, éstos no son controlados solamente por la composición de la roca madre. La asociación original es modificada por diversos factores que operan durante el ciclo sedimentario. Cabe destacarse para este estudio que en rocas metasedimentarias el grado de metamorfismo es otro de los factores importantes de alteración de la mineralogía del protolito, lo que dificulta aún más las interpretaciones de procedencia.

La litología y composición de la roca madre, junto con el clima y los procesos de meteorización, son los primeros factores que preseleccionan a los minerales pesados antes que éstos entren en el sistema sedimentario. Varios estudios (Dryden y Dryden, 1946; Bateman y Catt, 1985; Morton y Hallsworth, 1999; y referencias allí mencionadas) definieron un orden de estabilidad frente a los procesos de meteorización en la roca fuente. Los minerales accesorios que presentan mayor estabilidad son circón, rutilo, turmalina, monacita, andalusita, cianita y silimanita. Además que existe un grupo de minerales de baja estabilidad compuesto por apatita, olivina y piroxeno, que se desintegran con mayor facilidad en los primeros estadios del ciclo sedimentario. Estos autores, también describieron un conjunto de minerales que varían su estabilidad como granate, anfíbol, estaurólita y epidoto, por causa de cambios composicionales de los mismos.

Por otro lado, los procesos mecánicos producen la destrucción y abrasión de los granos durante el transporte. Éstos ocasionan el redondeamiento, fracturación y disminución del tamaño de los granos y son considerados como un posible mecanismo de empobrecimiento en las variedades de los minerales pesados. Rutilo, circón, turmalina, cromita, corindón, y otros, se encuentran entre los minerales de mayor estabilidad (Thiel, 1945), mientras que la monacita se comporta como uno de los minerales mecánicamente menos estables.

Durante el transporte la variabilidad de los minerales pesados está controlada por las condiciones del régimen hidráulico del medio. Los efectos que produce en los minerales pesados son la selección de los granos de acuerdo al tamaño, forma y densidad.

En la diagénesis esencialmente ocurren reacciones por disolución en los minerales menos estables y como consecuencia el crecimiento de minerales secundarios. Varios factores gobiernan la disolución de los minerales pesados, los principales son la estabilidad propia del mineral, la composición, temperatura y circulación de los fluidos, más el tiempo geológico. El orden de persistencia de los minerales pesados en la diagénesis, según Morton (1979), es circón, rutilo, turmalina y apatita. Monacita y cromo-espinelo también son considerados relativamente estables. Los más sensibles a la disolución son los anfíboles cálcicos, epidotos, estaurolitas, cianita y titanita; los granates no desaparecen completamente pero disminuyen relativamente con respecto a los minerales más estables, siendo las variedades cálcicas las menos abundantes (Morton, 1987).

Se destaca del análisis anterior que podemos considerar como minerales ultraestables al grupo de minerales pesados compuesto por circón, rutilo, turmalina, espinelas (cromita) y anatasa, y también se puede agregar la apatita (Mange y Maurer, 1992). Teniendo en cuenta que la mayoría de las rocas estudiadas presentan metamorfismo de bajo a medio grado y una importante deformación dúctil, se hará un detallado estudio morfológico de los circones detríticos como indicadores de procedencia por su resistencia frente a estos fenómenos. A su vez, se describen las especies de minerales pesados que pudieron ser identificadas por microscopía óptica y electrónica, rayos X y bajo lupa binocular.

Como parte del objetivo principal de la tesis se realizó un análisis de minerales pesados, especialmente circón, en las unidades detríticas del Grupo Cauçete para compararlas con las unidades del Cámbrico de la Precordillera. Se estudiaron y clasificaron los circones en distintas poblaciones según sus características externas, como color, forma, hábito, elongación, etc.

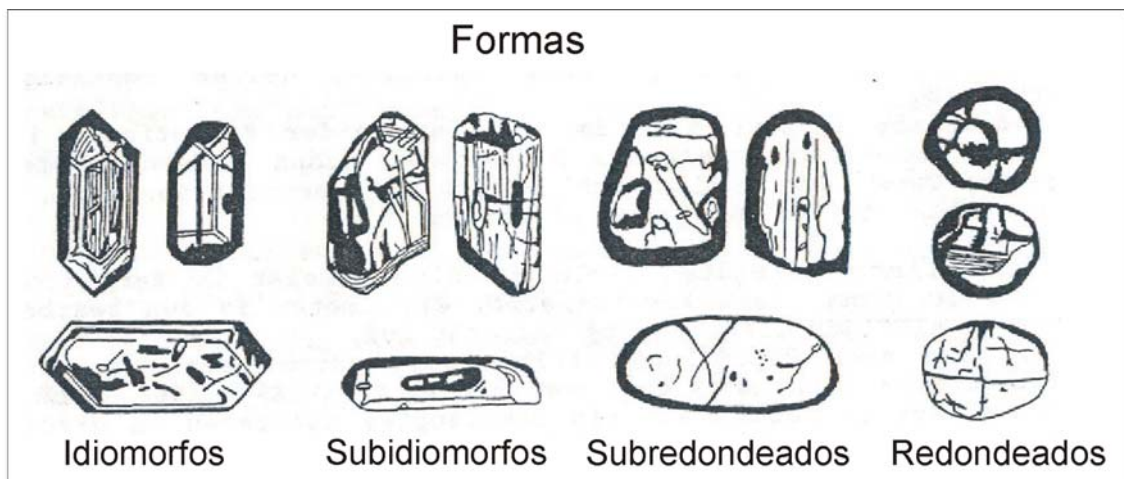
## **2.- Metodologías de separación de minerales pesados y estudio de circones**

Para la concentración de especies de minerales densos se colectaron en el campo aproximadamente entre 4 y 6 kilogramos por muestra dependiendo de la litología y granulometría de cada una, siempre lo más fresca posible y con el menor grado de meteorización. En una primera etapa se realizó, en el Centro de

Investigaciones Geológicas (CIG), la molienda gruesa con una chancadora de mandíbulas y la fina con un molino de widia; después se tamizó cada muestra para separar las fracciones de las mallas 140 (100  $\mu$  pasante), 100 (150  $\mu$  pasante) y 80 (250  $\mu$  pasante). Por último, se usó un separador gravimétrico ó elutriador con contra corriente de agua, para eliminar los minerales más livianos. La segunda etapa de separación por líquidos densos, bromoformo y LST, se llevó a cabo en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal de Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre. Una vez concentrados los minerales pesados, con un equipo Frantz se separaron los minerales magnéticos de los no magnéticos en los laboratorios del CIG.

**Estudio tipológico de circones detríticos:** las características morfológicas de los circones permiten diferenciar distintos grupos de cristales y conformar poblaciones. Éstas pueden ser propias del tipo de roca de la cual provienen (Mange y Maurer, 1992). Por esta razón, en este trabajo los circones detríticos son descriptos y clasificados básicamente por una serie de parámetros morfológicos que incluyen: color, tamaño, forma, hábito y elongación; presencia de caracteres internos como núcleos heredados, fracturas, inclusiones, etc (Tabla IIIB-I).

Uno de los parámetros más importante es la forma de los circones (Figura IIIB-1) porque está vinculada directamente con el grado de transporte que hayan sufrido los sedimentos, y por consiguiente puede sugerir el alejamiento de la zona fuente.

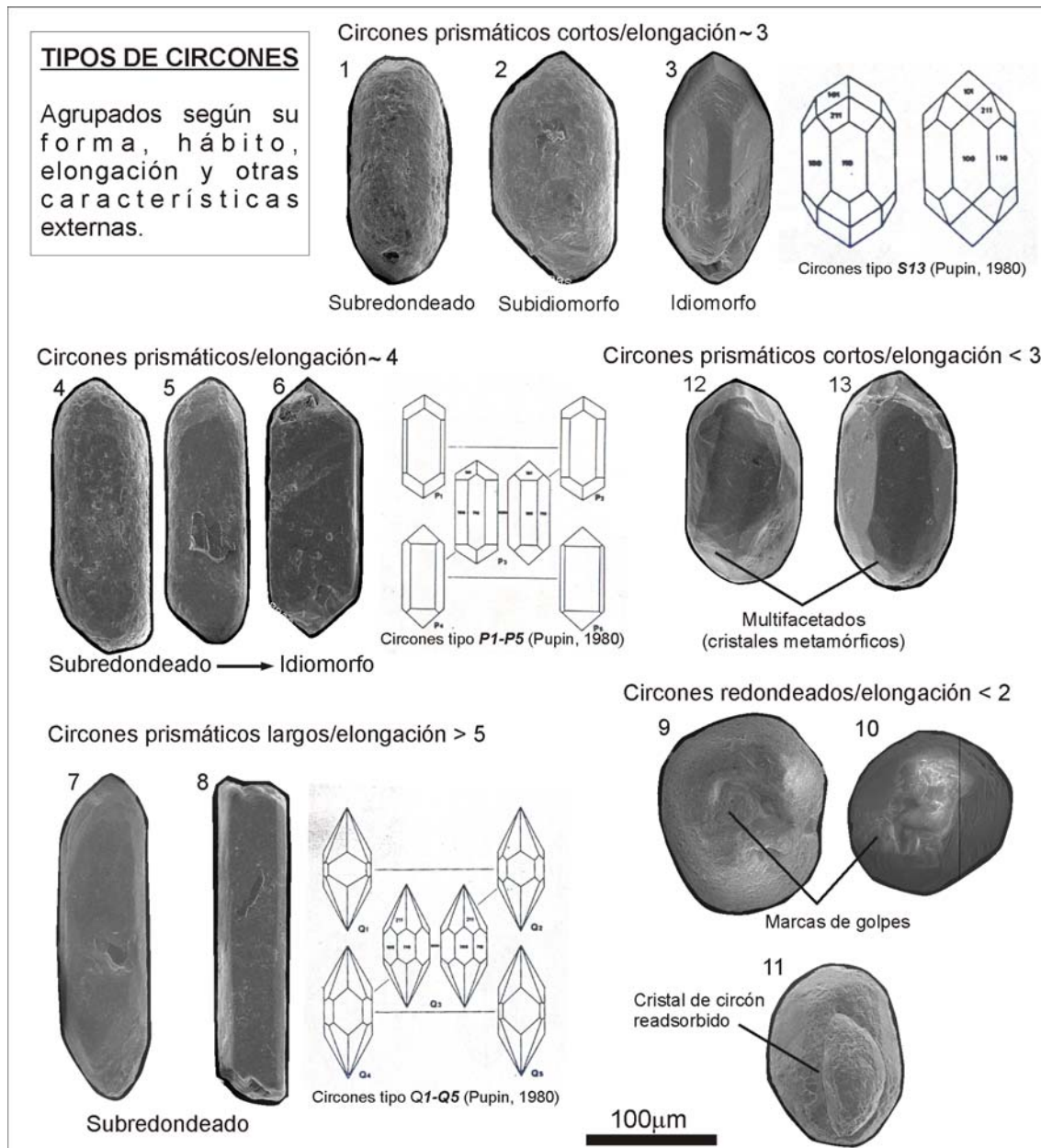


**Figura IIIB-1.** Clasificación de los circones según sus formas vinculadas al grado de transporte y redondez.

Por otra parte, la elongación es la relación que existe entre el largo del cristal sobre el ancho del mismo (largo/ancho) y generalmente puede ser indicativa de la naturaleza de la roca de la cual proviene. En rocas ígneas el promedio de la elongación medida en los cristales es comúnmente menor a 3, pero en muchos casos,

especialmente en rocas volcánicas, se encuentran cristales con valores mucho más elevados (5 o más). Valores cercanos o menores a 2 es típico de circones con formas subredondeadas y redondeadas provenientes de rocas recicladas y de varios ciclos sedimentarios (Mange y Maurer, 1992). Junto a este parámetro los circones también pueden ser descriptos de acuerdo a su hábito cristalino, los circones generalmente presentan hábito prismático. Sin embargo, puede haber diferencias de acuerdo a su elongación, si esta es elevada los circones adoptan un hábito prismático largo, al contrario cuando presentan elongaciones de 2 o 3 el hábito es prismático corto (Tabla IIIB-I).

**Tabla IIIB-I.** Tipos de circones encontrados en las rocas estudiadas, clasificados según sus rasgos morfológicos más comunes y su comparación con la clasificación de circones ígneos según Pupin y Turco (1972) y Pupin (1980).



Los circones que se muestran en la Tabla IIIB-I fueron separados de las unidades estudiadas y son los más representativos de cada grupo morfológico. Los cristales 1 y 11 pertenecen a la muestra QLli1 de la Caliza Angacos; 2 y 3 a la muestra QLPcz 2 y 4, 5, 6, 7 y 8 a la muestra QPir3, ambas correspondientes a la Cuarcita El Quemado; el circón 9 pertenece a la muestra CLN2 del Miembro El Soldano (Precordillera); 10 circón separado de la muestra M5 (Formación La Paz); 12 y 13 cristales encontrados en la muestra OLR2 del Olistolito Los Ratones (Precordillera).

### **3.- Unidades estudiadas**

#### **a.- Grupo Caucete**

Los estudios de minerales pesados fueron enfocados principalmente en la unidad Cuarcita El Quemado, por tratarse de rocas más o menos impuras donde el material clástico es el predominante. También se analizaron muestras de la Formación La Paz y de niveles silicoclásticos intercalados en la Caliza Angacos y la Formación El Desecho.

Las muestras fueron seleccionadas por los análisis petrográficos en láminas delgadas realizados previamente, los minerales pesados concentrados se estudiaron bajo lupa binocular, difracción de rayos X (DRX) y microscopía electrónica. También se estudió la morfología y la estructura interna de los circones separados mediante la técnica de catodoluminiscencia. Esta herramienta es muy importante porque permite diferenciar circones con texturas ígneas de metamórficas (Corfu *et al.*, 2003 y referencias allí citadas) y será tratada junto al capítulo de dataciones radimétricas U/Pb sobre circones detríticos.

#### **Cuarcita El Quemado**

Para la descripción de la Cuarcita El Quemado se utilizó la subdivisión informal en Unidad Verde y Unidad Amarilla propuesta en el capítulo IIIA.

**Unidad Verde:** los concentrados de minerales pesados de cuatro muestras (QLPcz1, QGM1, QPir3, M4) a grano suelto, fueron estudiados bajo alcohol con una lupa binocular, con microscopio electrónico y DRX. Se pudieron distinguir claramente dos grupos minerales ultraestables: rutilo y circón.

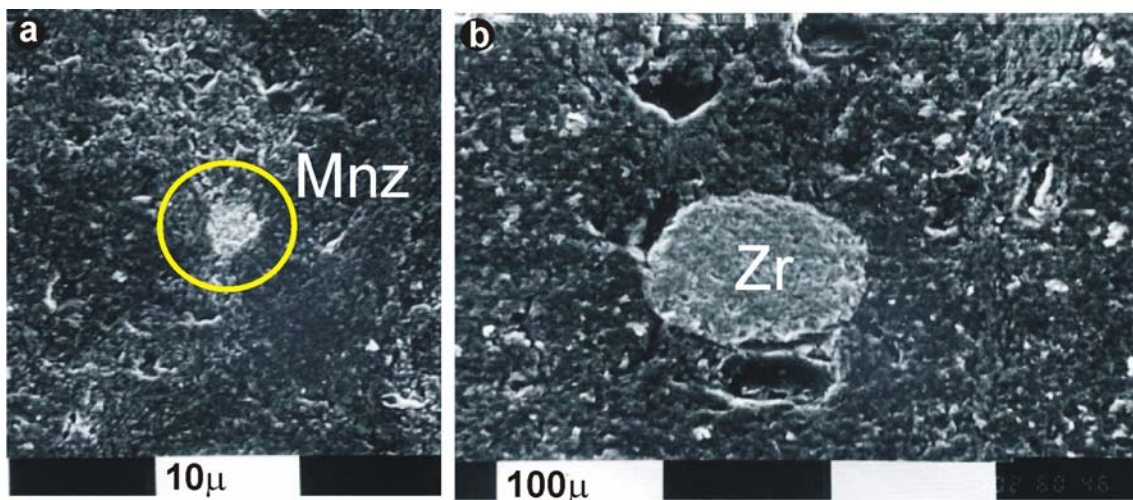
Los rutilos son los más abundantes y tienen la particularidad de presentarse con dos hábitos diferentes. El que predomina tiene forma de agregados, color verde

botella y es anhedral; el otro tipo está muy subordinado, se distinguen formas cristalinas y poseen color rojo.

Los circones están en menor proporción pero su abundancia es elevada y son claramente detríticos, todos con formas cristalinas que van desde subidiomorfas a redondeadas, evidenciando transporte.

Mediante DRX se constató que los minerales de color verde eran efectivamente rutilos y no se pudieron diferenciar otros minerales además de circones.

Se realizaron varios análisis con microscopio electrónico de barrido (EDAX) con el objetivo de diferenciar los minerales accesorios. Cabe destacar que además de corroborar la presencia de circones de formas redondeadas, se pudo comprobar la existencia de monacitas que se observaron en este caso con hábito euhedral (Figura IIIB-2).



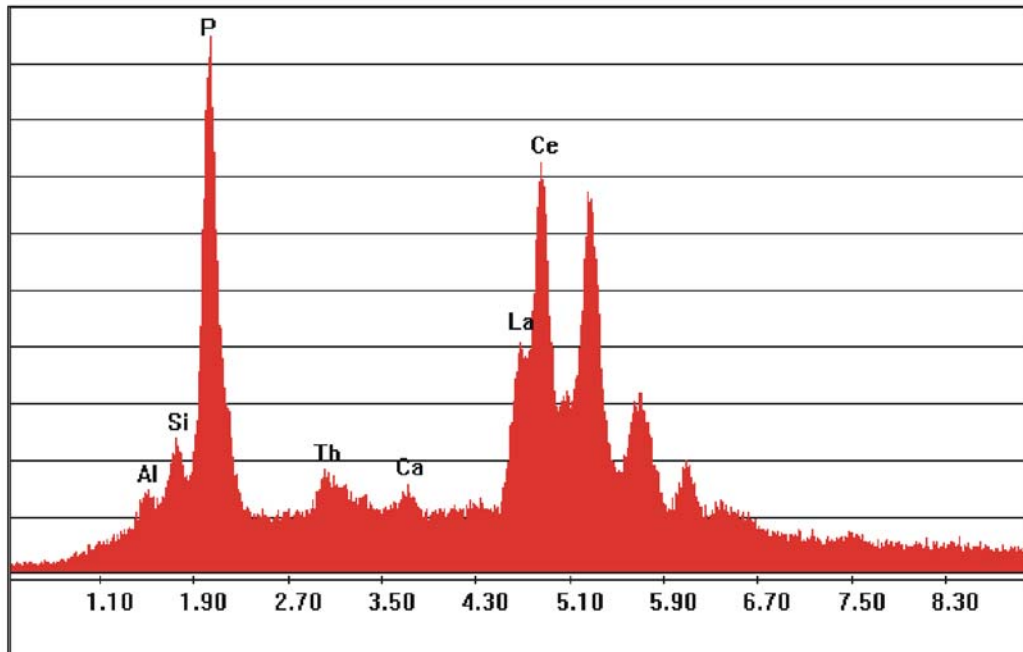
**Figura IIIB-2.** Estudios al microscopio electrónico (EDAX); a) fotomicrografía de una monacita analizada en forma semi-cuantitativa con EDAX; b) imagen tomada con el microscopio electrónico de un circón redondeado. (muestra QEG3).

Los análisis semi-cuantitativos obtenidos sobre el mineral dieron como resultado que se trata de un fosfato de tierras raras compuesto por fósforo, lantano, torio, y cerio entre otros como se puede observar en la Figura IIIB-3.

**Unidad amarilla:** se concentraron los minerales pesados a grano suelto de dos muestras (QLPcz2, QGM2) donde se diferenciaron bajo la lupa binocular rutilo, circón y pirita.

El rutilo es el mineral más abundante con formas de agregado de color amarillento; los cristales tienen hábito anhedral. También se distinguen unos pocos cristales con hábitos subidiomorfos y de color rojo que corresponden a otra variedad de rutilo. Los circones, también abundantes, se presentan de forma variada, en general están redondeados, son de colores translúcidos y tienen como característica

especial una textura superficial esmerilada muy diferente a los encontrados en la Unidad Verde. Las piritas se presentan como minerales opacos pero con luz reflejada se pueden distinguir las formas cristalinas cúbicas, brillo metálico y color amarillento característicos del mineral. Los difractogramas de DRX comprobaron la presencia de rutilo, circón y pirita.

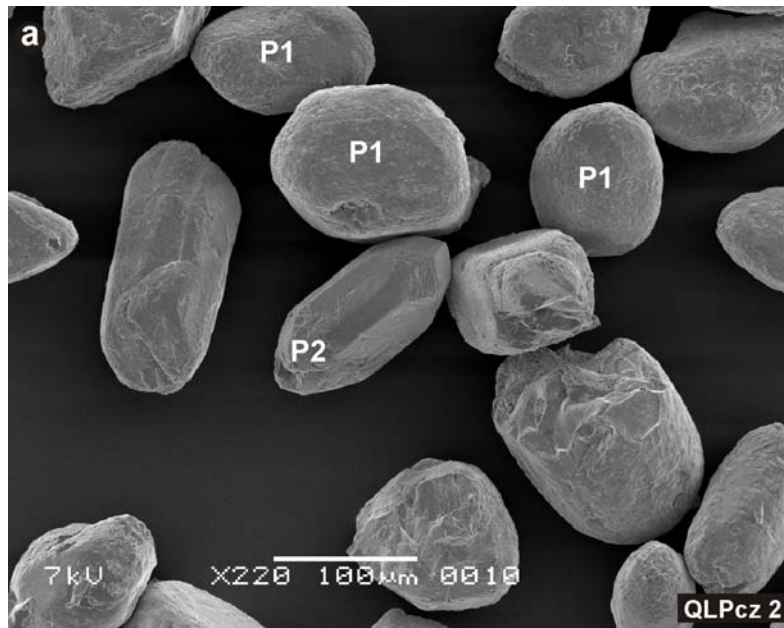


**Figura IIIB-3.** Estudios al microscopio electrónico de una monacita analizada con EDAX, donde se destaca un pico importante de P y otros de La, Ce y Th característicos del mineral (QEG3).

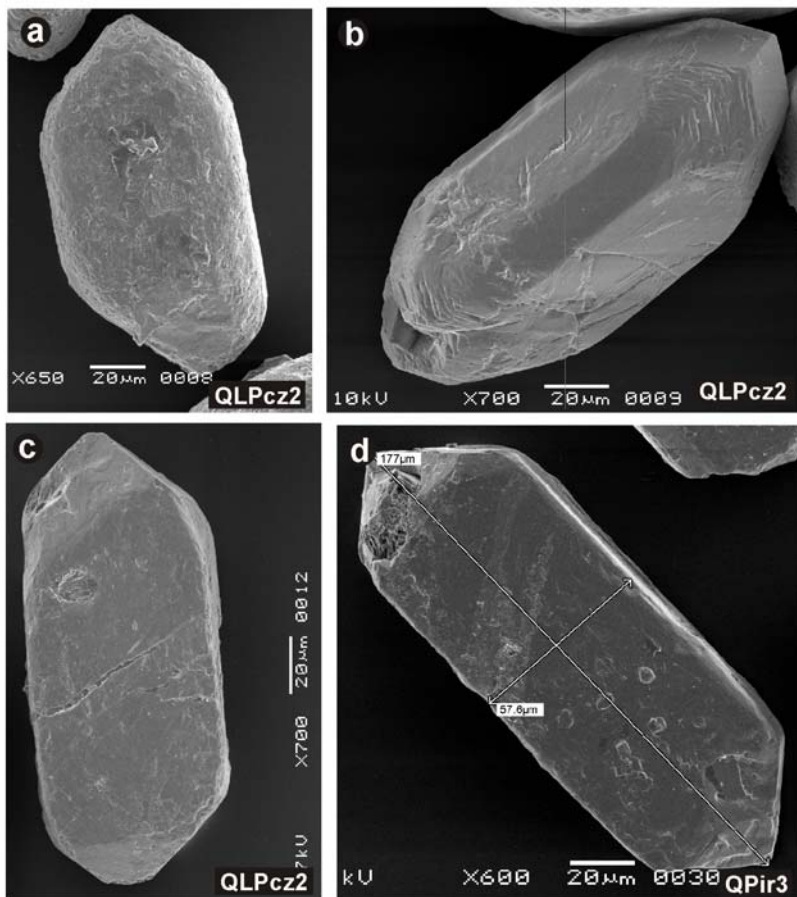
### **Análisis morfológico de circones**

Del análisis de seis muestras de esta formación (QLPcz1, QLPcz2, QPir3, M4, QGM1 y QGM2) estudiadas bajo lupa binocular y microscopio electrónico se pudieron distinguir cuatro poblaciones principales de circones detríticos de acuerdo a su color, forma, tamaño, hábito, elongación, presencia de núcleos, fracturas e inclusiones:

- 1) Compuesto por un grupo heterogéneo de circones que se caracterizan por sus formas subredondeadas y redondeadas; algunos presentan numerosas inclusiones y tonalidades oscuras, mientras que otros son más límpidos. Los tamaños son en general pequeños, menores a 100  $\mu$ , con elongaciones menores a 2 (Figura IIIB-4).
- 2) Representado por circones con formas subidiomorfos a idiomorfos, tonalidades amarillentas, una elongación de aproximadamente 3 y con diversas inclusiones sólidas. Sus tamaños varían entre 100 y 150  $\mu$  (Figura IIIB-5).

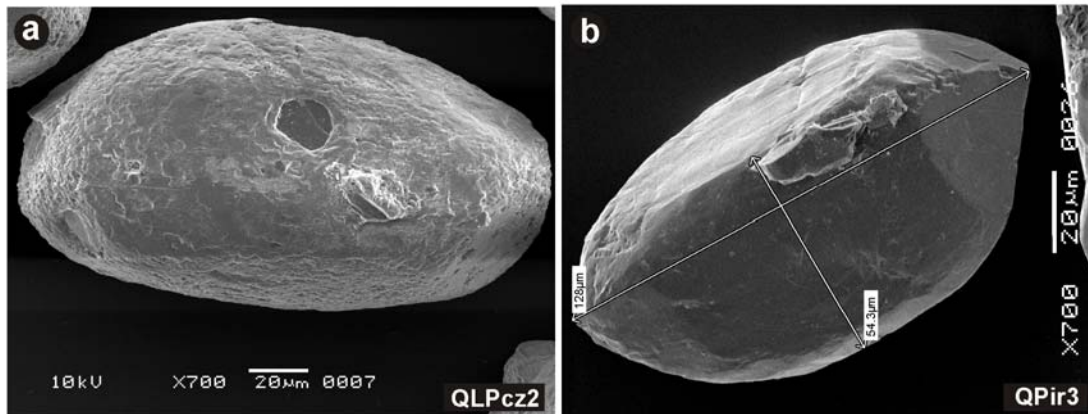


**Figura IIIB-4.** Circones separados de la muestra QLPcz2 donde se observan tanto circones subredondeados y redondeados agrupados en la población 1 (P1), y cristales idiomorfos de la población 2 (P2). Fotomicrografías tomadas con un microscopio electrónico.



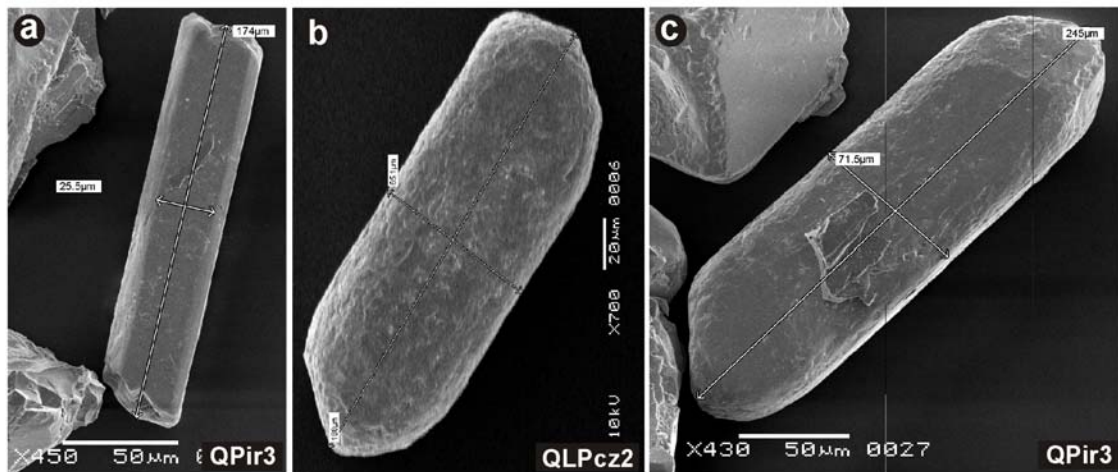
**Figura IIIB-5.** Detalles de las imágenes tomadas con microscopio electrónico de los circones de la población 2 (muestras QLPcz2 y QPir3, Cuarcita El Quemado).

- 3) Circones con formas subredondeadas, que se distinguen por presentar diversas fracturas e inclusiones sólidas; tienen una elongación cercana a 2 y un tamaño aproximado de 100  $\mu$  (Figura IIIB-6).



**Figura IIIB-6.** Circones detríticos agrupados en la población 3; imágenes tomadas con microscopio electrónico (muestras QLPcz2 y QPir3, Cuarcita El Quemado).

- 4) Esta población sobresale por el gran tamaño que presentan los cristales, entre 150 y 250  $\mu$ , su hábito prismático es alargado con una elongación muy elevada variando entre 4 y 5; sus formas son subidiomorfas. Registran pocas inclusiones y su superficie se observa muy límpida (Figura IIIB-7).



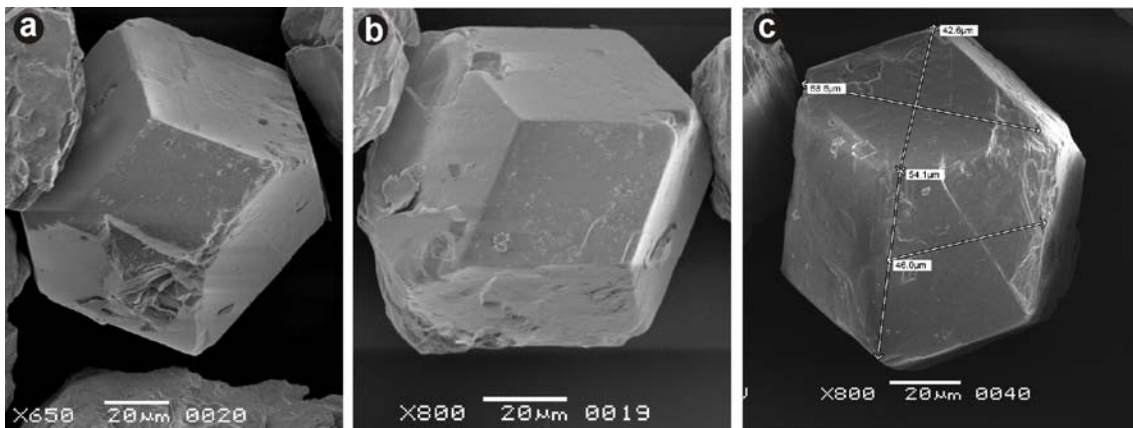
**Figura IIIB-7.** Imágenes tomadas con microscopio electrónico de circones detríticos separados de la Cuarcita El Quemado y definidos en la población 4 (muestras QLPcz 2 y QPir 3).

### **Formación La Paz**

Se estudiaron dos muestras (M5 y M3) a grano suelto para diferenciar los minerales pesados bajo lupa binocular y por microscopio electrónico. El mayor problema encontrado en el estudio de esta unidad fue su granulometría muy fina, por

lo que no se pudieron concentrar gran variedad de minerales pesados y en una de las muestras (M3) el material recolectado resultó estéril.

Dentro de la muestra estudiada (M5) se diferenciaron varios tipos de circones. Asimismo con las imágenes obtenidas por microscopio electrónico se observaron claramente cristales de granate con formas idiomorfas y hábitos euhedrales (Figura IIIB-8). Sin evidencias de transporte y originados probablemente por un evento metamórfico posterior a la depositación de la roca; lo que también es indicado por estar incluidos en los porfiroblastos de albita, la cual creció en una etapa póstuma del metamorfismo.

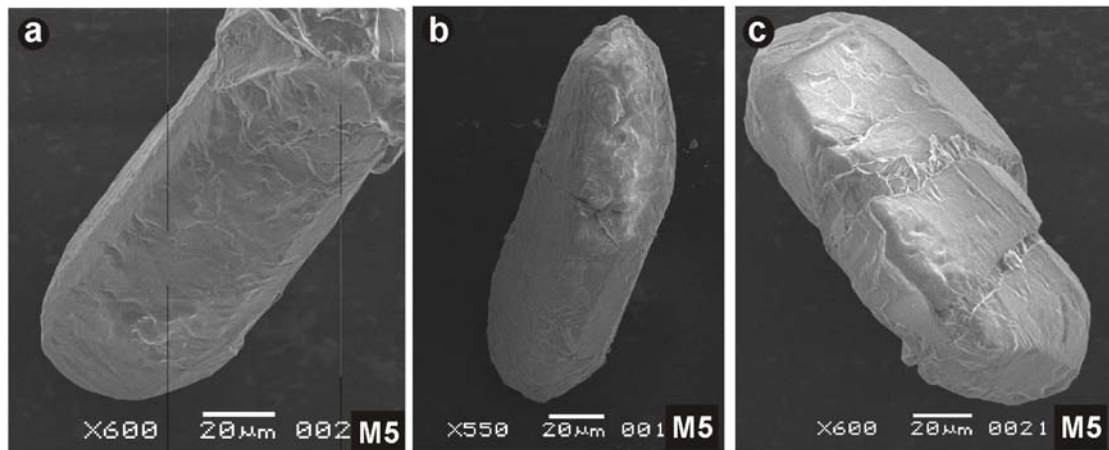


**Figura IIIB-8.** Fotomicrografías tomadas bajo microscopio electrónico de granates separados de la Formación La Paz (muestra M5); se destaca el buen desarrollo de las caras cristalinas.

### **Análisis morfológico de circones**

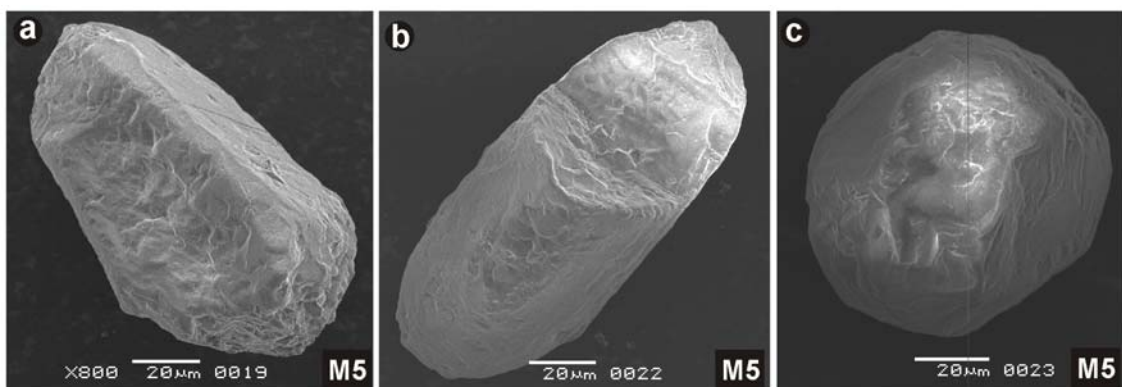
Siguiendo los criterios anteriormente mencionados se agruparon los circones separados de la muestra M 5 en cuatro poblaciones principales de circones detríticos:

- 1) El grupo más representativo está conformado por circones de hábito prismático, con formas subredondeadas y elongación entre 2 y 3, evidenciando un tiempo de transporte importante. Algunos cristales se encuentran partidos y con fracturas, los tamaños aproximados son de 60  $\mu$  de ancho por 140  $\mu$  de largo (Figura IIIB-9).
- 2) Otra población importante por su número está representada por circones con forma subidiomorfa y de hábito prismático, muchas veces con elongaciones mayores a 3. Se pueden distinguir en muchos cristales sus caras piramidales. Sus tamaños varían, pero en promedio poseen 50  $\mu$  de ancho por 220  $\mu$  de largo (Figura IIIB-9).



**Figura IIIB-9.** Microfotografías tomadas con un microscopio electrónico de circones detríticos de la Formación La Paz (M5); a) circón quebrado representativo de la población 1; b y c) circones de hábito prismático definidos en la población 2.

- 3) Grupo de circones de gran tamaño, su ancho es mayor a  $110 \mu$  y el largo supera los  $250 \mu$ ; sobresalen por esta característica aunque no son numerosos. Tienen forma redondeada y hábito prismático con colores amarillentos a rojizos, muchos de estos están partidos, fracturados y con inclusiones (Figura IIIB-10).
- 4) En esta última población fueron agrupados los circones con formas que van desde muy redondeadas a redondeadas; son de pequeño tamaño no más de  $100 \mu$  y con una elongación menor a 2. No hay evidencias de caras cristalinas indicando más de un ciclo sedimentario (Figura IIIB-10).



**Figura IIIB-10.** Fotomicrografías de circones detríticos de la Formación La Paz; a y b) circones de gran tamaño relativo de la población 3; c) circón muy redondeado de varios ciclos de sedimentación, la población 4 (muestra M5).

### **Formación El Desecho**

Se prepararon varios concentrados de tres muestras diferentes (IQM1, M8 y M9) para separar los minerales pesados. Debido a que las rocas son metareniscas

con muy alto contenido de carbonatos, los componentes clásticos se encuentran muy subordinados. Por esta razón fue muy difícil de concentrar minerales pesados de esta unidad. La muestra IQM 1 es un esquisto calco-silicático de color gris amarillento muy común en esta unidad; se molieron aproximadamente 7 kilos de muestra y se pudo reconocer sólo una especie mineral, que por sus características ópticas, se dedujo que era titanita. Se presenta con formas redondeadas a subidiomorfos con hábito prismático corto; los cristales son translúcidos e incoloros exceptuando algunos que presentan un tinte marrón; tienen un relieve muy bajo y son de pequeño tamaño, menores a 100 $\mu$ . Se destaca la presencia de numerosos cristales de pirita.

Las muestras M8 y M9 son metareniscas carbonáticas compuestas por un importante porcentaje de material silicoclástico aumentando la probabilidad de encontrar especies minerales detríticas. Sólo en la muestra M8 se pudieron concentrar algunos circones y titanitas, semejantes a las encontradas en la muestra IQM1. Dada la escasez de circones no se pudo realizar un estudio exhaustivo de las variedades y tipologías. Los cristales en su mayoría están partidos, fracturados y se pueden diferenciar formas redondeadas, muy pocos presentan hábitos prismáticos, y en general son pequeños menores a 100  $\mu$ .

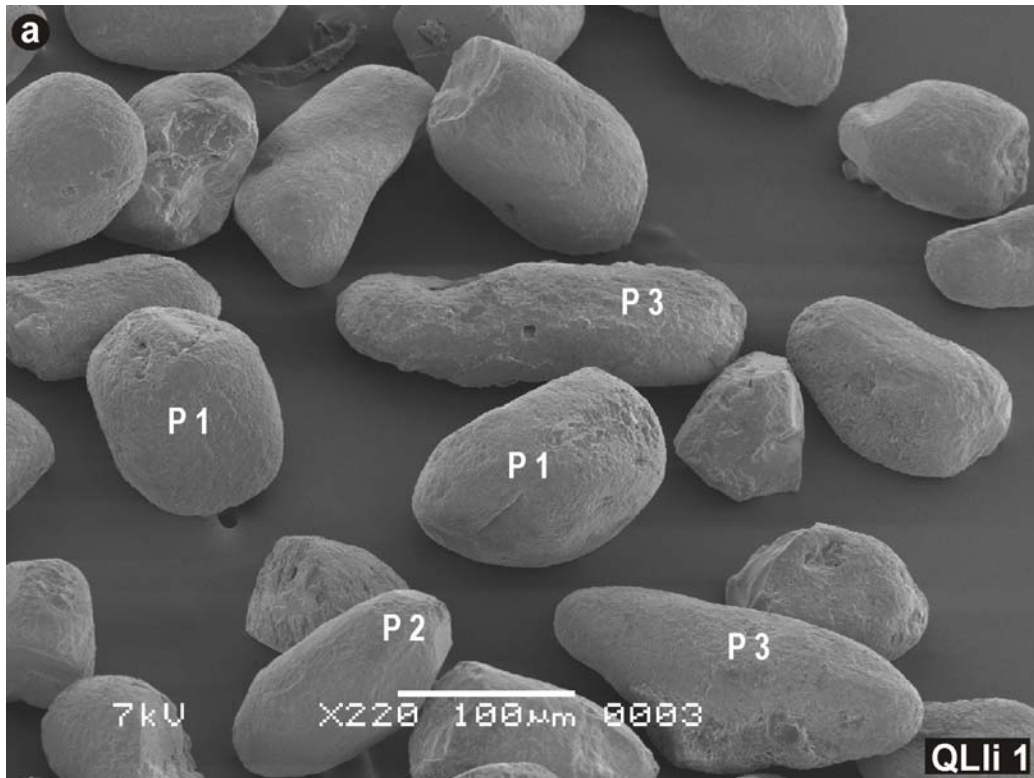
### ***Caliza Angacos***

Como fue mencionado con anterioridad, esta formación se compone mayormente por rocas calcáreas de composición calcítica y dolomítica, pero se intercalan delgados niveles con rocas silicoclásticas definidas como metareniscas carbonáticas. En uno de estos niveles, encontrado en la quebrada La Lichona (Figura IIIA-18b, capítulo IIIA), en el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, fue colectada la muestra QLI1 para realizar el análisis de minerales pesados. Bajo microscopio óptico se distinguieron principalmente circones y monacitas, además de cuarzo, plagioclasa y feldespato (Figura IIIA-20, capítulo IIIA). Pero para obtener una mejor información acerca de las morfologías características de los circones se realizó el siguiente análisis.

### ***Análisis morfológico de circones***

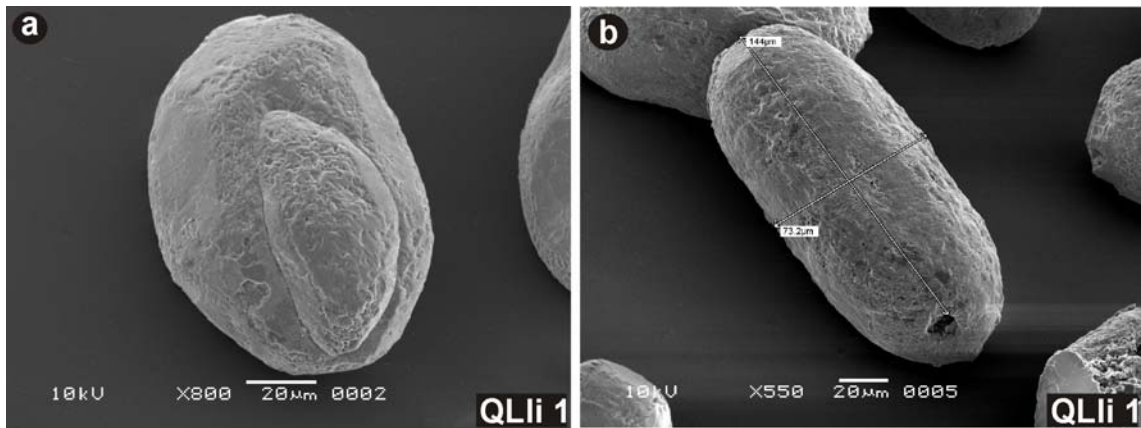
La muestra estudiada tiene como característica la abundancia de circones de gran tamaño, los que en muchos casos están partidos. Fueron agrupados en tres poblaciones:

- 1) Este grupo formado por los circones de pequeño tamaño es el menos representativo, presentan aproximadamente  $60\ \mu$  de ancho por  $110\ \mu$  de largo, sus formas son subredondeadas a redondeadas, con hábito prismático corto y elongaciones menores a 2. Algunos granos están totalmente redondeados evidenciando varios ciclos de sedimentación (Figura IIIB-11 y 12a).



**Figura IIIB-11.** Imágenes tomadas bajo microscopio electrónico de circones detríticos separados de un nivel silicoclástico intercalado en la Caliza Angacos. Se distinguen: P1 circones de la población 1, P2 circones de la población 2 y P3 circones de hábito prismático largo de la población 3.

- 2) En esta población quedan agrupados circones de mayor tamaño, entre  $100\ \mu$  de ancho por  $250\ \mu$  de largo o más, presentan forma subredondeada, y se pueden distinguir en algunos granos hábito prismático corto; sin embargo al estar en su gran mayoría partidos su hábito original habría sido más alargado y su tamaño mayor (Figuras IIIB-11 y 12b).
- 3) Otro tipo de circones se puede agrupar por presentar hábito prismático largo con una elongación mayor a 3, aproximadamente poseen  $60\ \mu$  de ancho por  $200\ \mu$  de largo. Las formas son subidiomorfas a redondeadas evidenciando cierto grado de transporte al igual que los circones de las poblaciones anteriormente descritas (Figura IIIB-11).



**Figura IIIB-12.** Imágenes de circones detríticos de la Caliza Angacos (QLI1); a) circón de forma muy redondeada y con la particularidad de presentar un grano reabsorbido (población 1); b) cristal de forma redondeada y hábito prismático integrado en la población 2 (muestra QLI 1, Caliza Angacos).

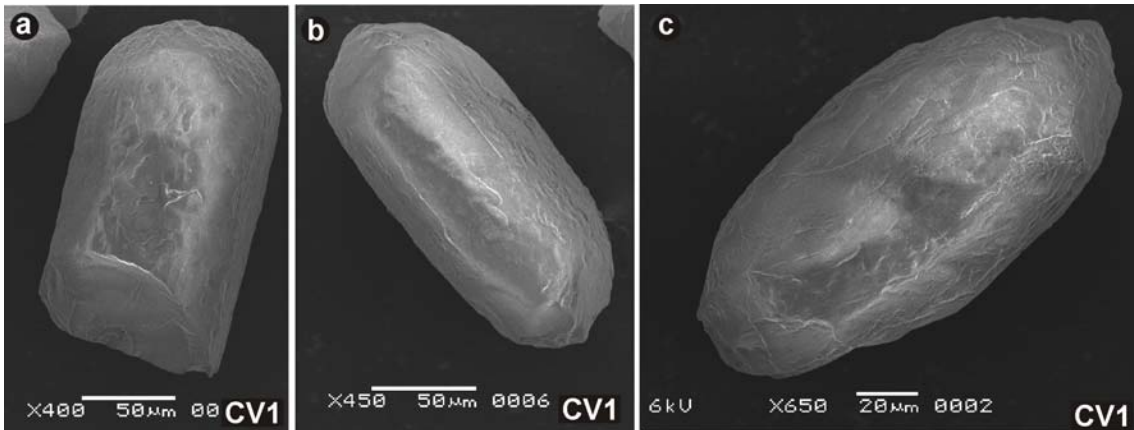
### b.- Cerro Valdivia

Fueron analizadas en detalle la petrografía y composición de los minerales accesorios de una muestra (CV 1, GPS: 31°53'17''S - 68°31'55''O) colectada en el sector sudeste del cerro. Pertenece a un cuarcita cuarzo-muscovítica de grano fino, color verde claro y presenta una foliación milonítica marcada. No se pudieron distinguir variedades de minerales pesados por lo que se presenta solo el análisis morfológico de los circones detríticos encontrados.

#### **Análisis morfológico de circones**

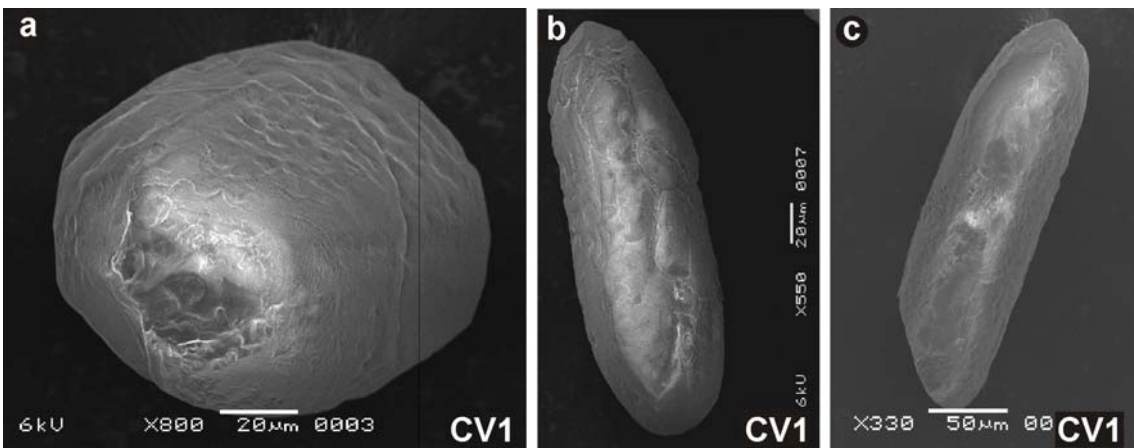
Se separaron una importante cantidad de circones detríticos que se caracterizan en su mayoría por tener hábito prismático largo, límpidos y con un grado de redondez moderado, formas subidiomorfas a idiomorfas. Se pudieron distinguir tres poblaciones principales:

- 1) Esta población es importante porque presenta el mayor número de circones, está compuesta por granos de tamaños entre 50  $\mu$  de ancho por 120  $\mu$  de largo (Figura IIIB-13), tienen hábito prismático corto con forma subidiomorfa a subredondeada, aunque existen algunos pocos circones que están muy redondeados indicando varios ciclos de sedimentación.



**Figura IIIB-13.** Imágenes de circones detríticos con forma redondeadas y hábito prismático integradas en la población 1 (muestra CV1).

- 2) En esta población quedan agrupados circones de gran tamaño, entre 160  $\mu$  de ancho por 370  $\mu$  de largo, sus formas y hábito son variados al igual que la elongación (1 a 3) (Figura IIIB-14).



**Figura IIIB-14.** Microfotografías de microscopio electrónico de los circones detríticos del cerro Valdivia; a) muestra un circón con forma muy redondeada y de gran tamaño relativo, perteneciente a la población 2; b y c) circones destacados por su hábito prismático largo, formas subredondeadas y también gran tamaño relativo, población 3 (muestra CV1).

- 3) Este grupo presenta escasos representantes pero se destaca porque se agrupan circones con hábito prismático largo, elongación mayor a 4 y formas subidiomorfas a idiomorfas. En general son muy límpidos y presentan inclusiones (Figura IIIB-14).

### c.- Cerro Salinas

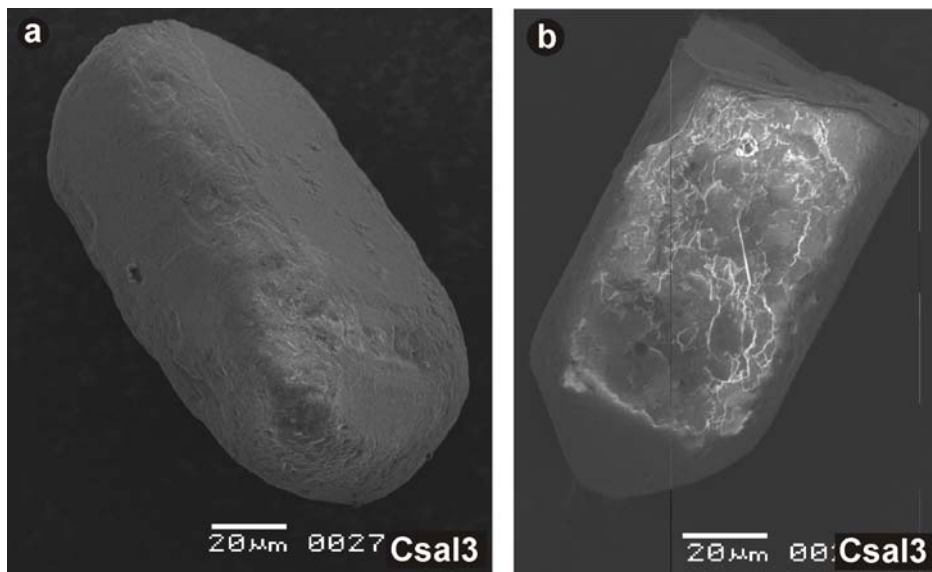
En el sector sur del cerro, en zona de antiguas explotaciones, se colectó una muestra (CSal3; GPS: 32°11'50''S - 68°40'54''O) para análisis de minerales pesados.

Es una filita cuarzo-muscovítica con matriz carbonática, presenta color gris oscuro, grano fino y pertenece a una de las escamas basales del cerro; por encima afloran calizas grisáceas en contacto tectónico.

### **Análisis morfológico de circones**

La muestra estudiada (CSal3), al ser de grano muy fino, no presentó una gran variedad de minerales pesados. Sólo se pudieron distinguir y separar circones que en general son relativamente pequeños y están en su mayoría quebrados. Se clasificaron por forma, hábito y tamaño, tres poblaciones principales:

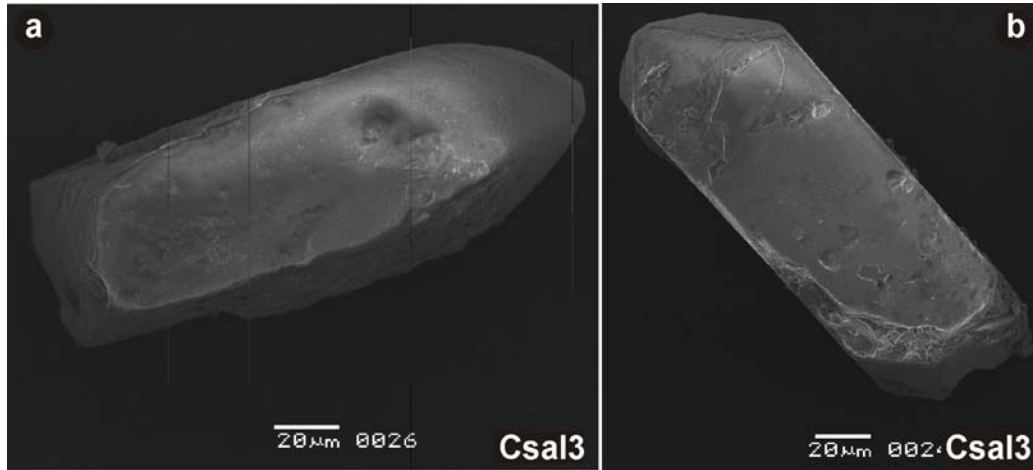
- 1) La primera se compone de los circones más pequeños, aproximadamente entre 50  $\mu$  de ancho por 100  $\mu$  de largo, tienen forma redondeada (Figura IIIB-15a), también se observan muchos cristales con hábito prismático pero se encuentran quebrados.



**Figura IIIB-15.** Imágenes tomadas con microscopio electrónico de los circones de la muestra CSal 3; a) muestra un circón con forma redondeada y hábito prismático, población 1; b) circón quebrado con forma subidiomorfa y hábito prismático, población 2.

- 2) En esta población quedan agrupados los circones más numerosos y variados, se caracterizan por su hábito prismático con caras piramidales, elongación entre 2 y 3, en su mayoría presentan forma subidiomorfa, y poseen aproximadamente 100  $\mu$  de ancho por 180  $\mu$  de largo (Figura IIIB-15b).

- 3) La tercera población es la menos importante pero se distingue por presentar elongación mayor a 3 y hábito prismático largo. Las formas son subredondeadas, muchos cristales están quebrados y se observan inclusiones (Figura IIIB-16).



**Figura IIIB-16.** Microfotografías de microscopio electrónico de los circones detríticos del cerro Salinas; a) y b) circones con formas subredondeada a subidiomorfos, hábito prismático largo y de gran tamaño relativo, cabe observar que muchos se presentan partidos, población 3.

#### d.- PRECORDILLERA

A diferencia de las rocas metasedimentarias analizadas anteriormente del Grupo Caucete y de los cerros Valdivia y Salinas, las unidades del Paleozoico temprano fosilífero de la Precordillera han sido estudiadas más en detalle en lo que respecta al análisis de minerales pesados y procedencia sedimentaria en varios trabajos previos (Loske, 1992; 1994; Kury, 1993).

Loske (1992) encontró que el contenido de los minerales pesados en las unidades del Cámbrico precordillerano se limitaba sólo a especies ultraestables como el circón, la turmalina y el rutilo, a los que interpretó provenientes de un cratón reciclado. Sin embargo, sugirió una probable fuente volcánica para el Cámbrico medio debido a la presencia de una población de circones de ese origen. Menciona además, que la baja variabilidad en las especies de los minerales pesados también se mantiene en las unidades estudiadas del Ordovícico y Silúrico (Loske, 1992). A su vez, distingue este autor que hay una marcada diferencia con las unidades del Devónico y el Carbonífero, porque comienzan a aparecer minerales como granate, zoisita, apatita y titanita, evidenciando un cambio importante en el área fuente. Más tarde, presentó edades U/Pb de 1,1 Ga provenientes de circones separados de las formaciones Punta

Negra y Villavicencio, indicando que el basamento grevilliano era la fuente más importante para estos sedimentos (Loske, 1994).

En este trabajo se analizaron dos muestras (CLN2 y CLN5) de areniscas cuarzosas tomadas en la antigua cantera de Loma Negra ubicada en el RIM 22, ladera nororiental de la sierra Chica de Zonda. Son incluidas en el Miembro Soldano de la Formación La Laja, descritas anteriormente por Pereyra (1987). En el capítulo IIIA fue descrita la petrografía de cada muestra y aquí se presentan los análisis bajo lupa binocular de los minerales pesados y principalmente de la morfología de los circones detríticos. Como se mencionó con anterioridad, las muestras son areniscas cuarzosas de tamaño de grano medio a grueso, con colores blanquecinos, amarillentos, rosados, y pátinas de óxidos de alteración.

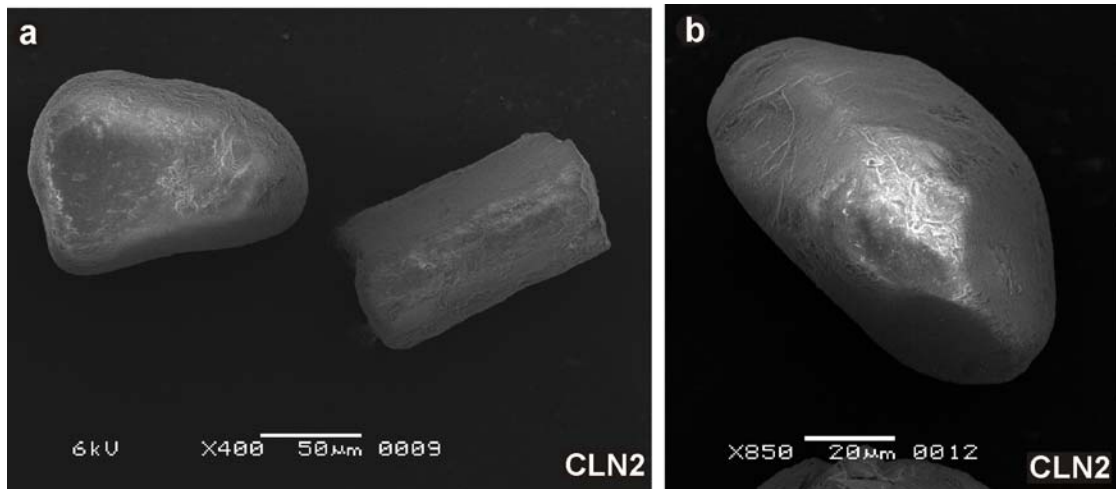
En concordancia con los estudios previos de Loske (1992) no se distinguió una gran variedad de minerales pesados, sólo se pudo diferenciar una cierta cantidad de circones y algunos cristales de hábito prismático y color negro que probablemente correspondan a turmalina.

### ***Formación La Laja-Miembro Soldano***

#### ***Análisis morfológico de circones***

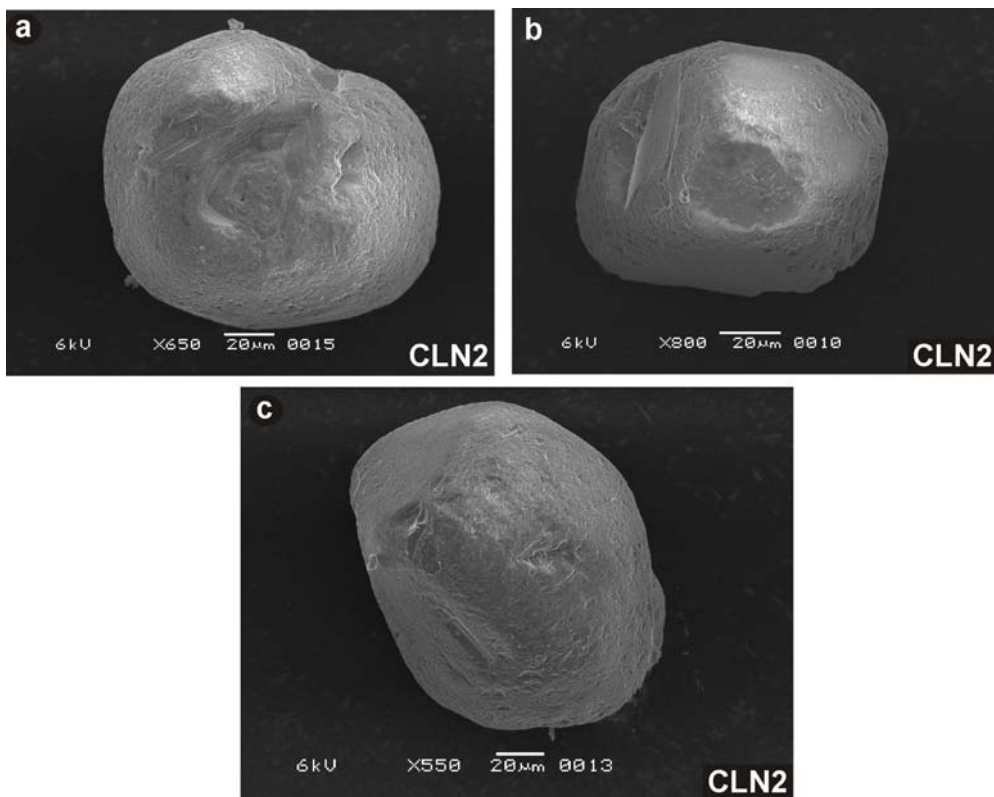
***Muestra CLN 2:*** presenta un número importante de circones y se distinguieron gran variedad de formas. Muchos de estos cristales están muy redondeados, mientras que otros se caracterizan por presentar hábito prismático corto y también largo, con sus terminaciones redondeadas. Son en su mayoría translúcidos y presentan inclusiones. De acuerdo a las características morfológicas se dividieron en 4 poblaciones principales:

- 1) Circones con hábito prismático corto y elongación alrededor de 2; en muchos cristales se pueden distinguir caras piramidales pero generalmente las formas son redondeadas. Sus tamaños son pequeños, varían entre 80  $\mu$  de ancho por 130  $\mu$  de largo (Figura IIIB-16). Este grupo de cristales es uno de los más abundantes.
- 2) Esta población esta representada por escasos cristales que se caracterizan por las formas muy redondeadas que presentan; tienen un tamaño aproximado de 100  $\mu$  (Figura IIIB-17).



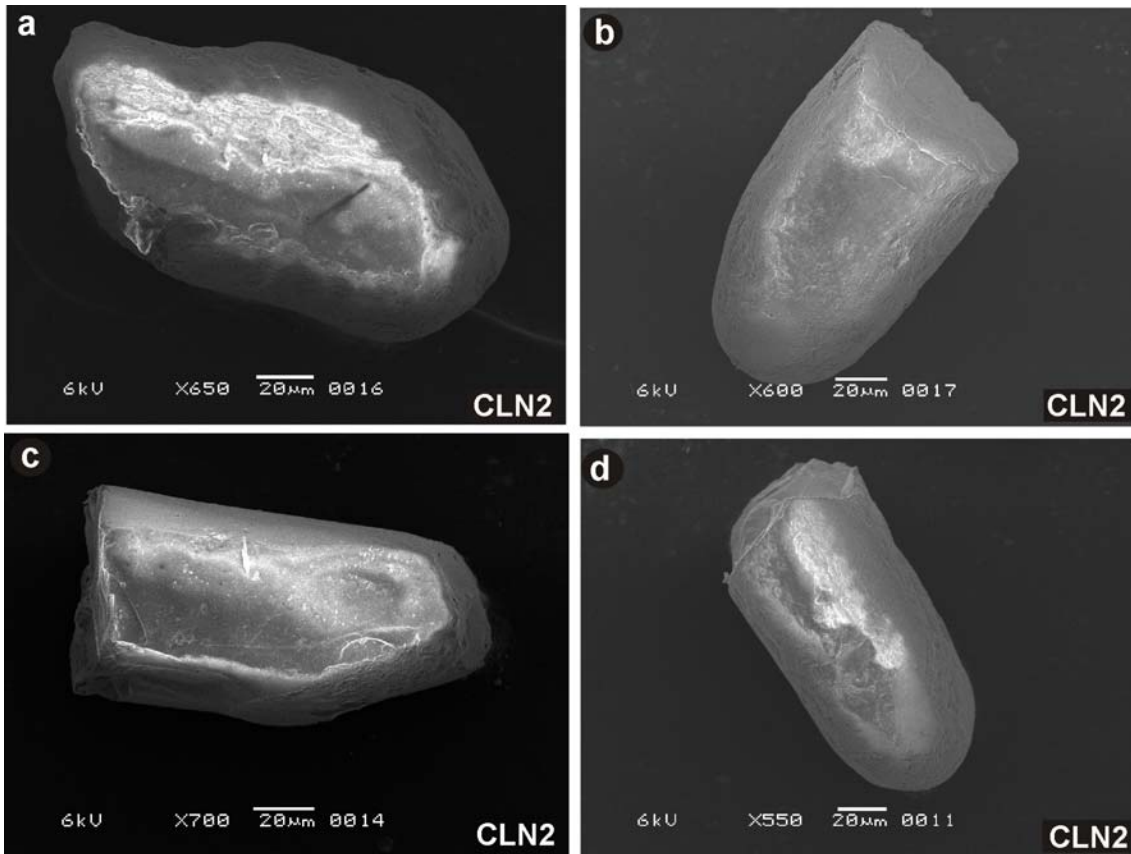
**Figura IIIB-16.** Fotomicrografías tomadas bajo microscopio electrónico de los circones definidos en la población 1, se puede observar los circones con forma redondeada y hábito prismático corto (muestra CLN 2).

3) Quedan agrupados en esta población circones de gran tamaño entre 130  $\mu$  de ancho por 280  $\mu$  de largo, poseen forma subredondeada a subidiomorfa, hábito prismático con una elongación que varía entre 2 y 4. En los extremos de los cristales se distinguen caras piramidales pero con evidencias de transporte (Figura IIIB-18a).



**Figura IIIB-17.** Imágenes de circones detríticos tomadas bajo microscopio electrónico de la población 2, obsérvese que sus características son las formas muy redondeadas indicando varios ciclos sedimentarios (muestra CLN2).

- 4) Corresponde a la población más importante agrupa a los circones con hábito prismático alargado principalmente y elongación mayor a 3; presentan forma subredondeada y el tamaño de los cristales varía entre 70  $\mu$  de ancho hasta 230  $\mu$  de largo, pero en su mayoría están quebrados como se puede observar en la Figura IIIB-18b, c y d.



**Figura IIIB-18.** Fotomicrografías de circones de las poblaciones 3 y 4; a) circón de gran tamaño agrupado en la población 3 por su forma subredondeada y hábito prismático; b), c) y d) circones detríticos quebrados con formas subredondeadas y hábito prismático largo, población 4 (muestra CLN2).

**Muestra CLN 5:** las poblaciones observadas en la muestra bajo lupa binocular son muy parecidas a la muestra CLN 2, pero se distinguen porque hay una predominancia de una población de circones con hábito prismático corto, forma subredondeada a redondeada y de pequeño tamaño. Fueron reconocidas cuatro poblaciones:

- 1) Una de las poblaciones más numerosas esta compuesta por circones de aproximadamente 100  $\mu$ , de forma redondeada, pero en algunos cristales se puede distinguir su hábito prismático con las caras piramidales muy erodadas.

- 2) Otra población subordinada de circones tiene un tamaño de aproximadamente 60  $\mu$  de ancho por 100  $\mu$  de largo, se caracteriza por formas subidiomorfas y hábito prismático con elongación no mayor a 2.
- 3) Este grupo esta conformado por circones de unos 90  $\mu$  de ancho por 180  $\mu$  de largo, presentan hábito prismático, con elongaciones entre 2 y 3, sus formas son subredondeadas.
- 4) En esta población quedan agrupados los circones de mayor tamaño, entre 100  $\mu$  de ancho por mas de 220  $\mu$  de largo, muchos están fracturados y partidos pero se evidencia un hábito prismático y forma subredondeada a redondeada.

### **Olistolito Los Ratones**

En capítulo IIIA se realizó el estudio petrográfico de muestras pertenecientes al Olistolito Los Ratones; estas muestras (OLR1 y OLR2) fueron molidas y se separaron los minerales pesados los que son analizados en esta sección bajo lupa binocular para el estudio de las poblaciones de circones.

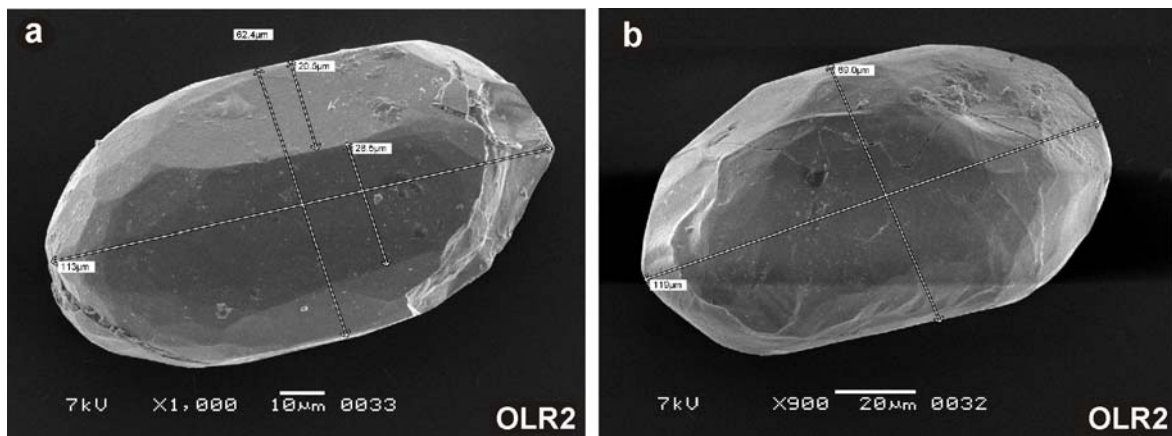
**Muestra OLR1:** corresponde a una arenisca carbonática de grano fino la cual tiene un alto contenido de cuarzo. En el concentrado de minerales pesados sólo fueron separados un buen número de circones los que, de acuerdo a las características morfológicas que presentan, son agrupados en cuatro poblaciones principales:

- 1) Corresponde a un grupo de circones con tamaños considerablemente grandes, con más de 200  $\mu$  de largo por unos 150  $\mu$  de ancho, su elongación es menor a 2 y presentan formas subredondeadas a redondeadas.
- 2) Conjunto de circones caracterizados por su hábito prismático largo y de gran tamaño, presentan más de 250  $\mu$  de largo por 60 a 70  $\mu$  de ancho, esto produce elongaciones mayores a 3. Las formas son subidiomorfas y en las terminaciones presentan caras piramidales redondeadas.

- 3) Este grupo es el más abundante y está formado por circones de tamaño relativamente pequeño, con un largo aproximado de 150  $\mu$  por unos 50  $\mu$  de ancho y elongación entre dos y tres. Los hábitos son prismático largo y la forma subredondeada a subidiomorfa.
- 4) En este conjunto quedan agrupados los circones de menor tamaño (<100  $\mu$ ), presentan forma redondeada, hábito prismático corto y elongación menor a dos.

**Muestra OLR2:** pertenece a la matriz de un banco conglomerádico aflorante en la base del Olistolito Los Ratones, las poblaciones de circones separadas son algo diferentes a las descritas en la muestra anterior. Fueron encontrados gran variedad de circones los cuales se agruparon en las siguientes poblaciones:

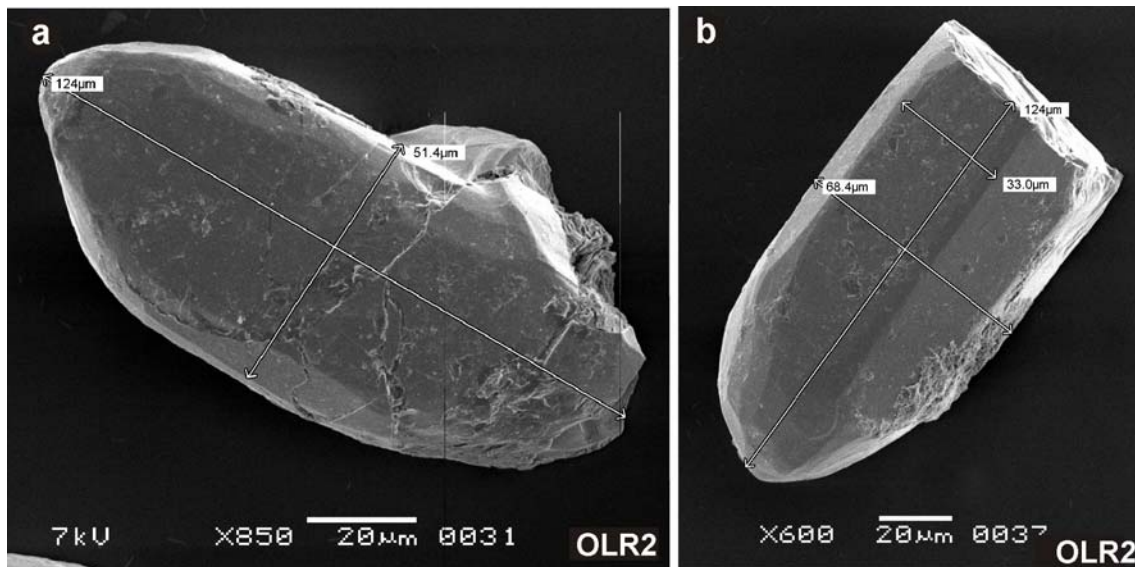
- 1) Este grupo es el más abundante y está conformado por circones con hábito prismático corto, de tamaños relativamente pequeños (120  $\mu$  de largo y 60  $\mu$  de ancho aproximadamente); la elongación es menor a 2 y presentan formas subredondeadas a redondeadas. Tienen la particularidad de presentar caras subredondeadas a redondeadas. Tienen la particularidad de presentar caras multifacetadas indicando un origen probablemente metamórfico (Figura IIIB-19).



**Figura IIIB-19.** Microfotografías tomadas bajo microscopio electrónico de circones representativos de la población 1. Con hábitos prismáticos, formas subredondeadas y tamaños de aproximadamente 100 $\mu$ , se destacan las caras piramidales multifacetadas.

- 2) En esta población fueron agrupados varios circones que se caracterizan por su hábito prismático largo, con tamaños de 200  $\mu$  aproximadamente de largo por 80  $\mu$  de ancho; la elongación es entre 2 y 3, las formas van desde subidiomorfas, donde se distinguen muy bien las caras cristalinas piramidales, hasta subredondeadas (Figura IIIB-20a).

- 3) El último grupo no es abundante pero son fácilmente distinguibles porque presentan hábito prismático largo con una elongación mayor a 5, aunque la mayoría de los cristales se encuentran quebrados, alcanzan un largo de hasta  $250\ \mu$  y con un ancho de aproximadamente  $50\ \mu$ . Se observaron formas que van desde subidiomorfos a subredondeados (Figura IIIB-20b).



**Figura IIIB-20.** Imágenes tomadas bajo microscopio electrónico de circones detríticos; a) circón de la población 2; b) circón quebrado con hábito prismático y forma subidiomorfa.

#### e.- Discusión

La asociación de minerales pesados encontrada en la Cuarcita El Quemado, dominada por rutilo y circón, sugiere una procedencia desde áreas con un predominio de rocas ígneas y metamórficas de medio a alto grado. Sin embargo, cabe destacar que se encontró tanto en la Unidad Verde como en la Amarilla, una variedad de rutilo en agregados y de hábito anhedral que probablemente sea de origen metamórfico.

Además, la presencia de una población bastante abundante y heterogénea de circones de hábito prismático corto, con zonación, núcleos e inclusiones sólidas (poblaciones 2 y 3), indican un área de procedencia con rocas ígneas plutónicas. A su vez, es altamente probable el aporte de rocas volcánicas debido a la presencia de circones con hábito prismático largo y límpidos, definidos en la población 4. La población 1 con circones redondeados indicarían una procedencia desde rocas antiguas probablemente metasedimentarias y de ciclos anteriores.

En la Formación La Paz, además de diferenciarse un grupo importante de circones, fueron encontrados cristales de granate euhedrales que son interpretados

como metamórficos y originados después de la depositación de la roca. Los circones (poblaciones 1 y 2) dominados por formas subidiomorfas a subredondeadas y con hábito prismático corto, sugieren una procedencia desde rocas ígneas plutónicas. A su vez, los circones agrupados en la población 3 caracterizados por su hábito prismático largo pueden indicar una procedencia desde áreas con rocas volcánicas. También fueron observado circones redondeados que sugieren un aporte desde rocas antiguas de basamento y con varios ciclos de sedimentación.

Como fue mencionado anteriormente las muestras estudiadas de la Formación El Desecho compuestas por metareniscas carbonáticas no produjo una gran cantidad de minerales pesados. Sin embargo, se distinguieron cristales de circón y titanita, sugiriendo áreas de procedencia con rocas ígneas de composición intermedia y rocas metamórficas de grado medio.

Los minerales pesados diferenciados en el nivel silicoclástico intercalado en la Caliza Angacos fueron circones y monacitas. Los circones dominados por la población 2 están caracterizados por su hábito prismático y forma subredondeada. Permitieron interpretar que el área de procedencia probablemente esté relacionada a rocas magmáticas. A su vez, los circones definidos en la población 3 de hábito prismático largo y forma subidiomorfa indican la presencia de rocas volcánicas en la fuente. También fueron observados circones redondeados (población 1) indicando la presencia de rocas de un basamento antiguo con circones de varios ciclos sedimentarios.

Por otro lado, las poblaciones de circones estudiados en una cuarcita cuarzo-micácea correspondiente al cerro Valdivia, son comparables a las definidas en la Cuarcita El Quemado. El análisis de las morfologías de los cristales indican, por la presencia de circones de la poblaciones 1 y 2, un aporte dominado por rocas ígneas de composición intermedia. A su vez, hay que destacar que el número de cristales con hábito prismático largo es elevado, sugiriendo que en el área fuente la participación de rocas volcánicas fue bastante importante.

Dentro de los minerales pesados separados de una filita cuarzo-micácea del cerro Salinas sólo se pudieron distinguir circones de pequeño tamaño y fracturados. Si bien no se pudo hacer un estudio exhaustivo de la morfología de los circones, se distinguieron cristales de hábito prismático corto y largo, con inclusiones y formas subidiomorfas, sugiriendo una procedencia de un área fuente de rocas ígneas.

En las unidades del Cámbrico de la Precordillera la asociación de minerales pesados conformados predominantemente por circón, turmalina y rutilo permitieron interpretar un área cratónica de procedencia (Loske, 1992), conformada por un basamento ígneo-metamórfico. La presencia de circones y rutilos, minerales

ultraestables, en estas unidades dan indicios de una posible comparación con el área de procedencia de la Cuarcita El Quemado.

El análisis de las poblaciones de dos muestras de areniscas cuarzosas del Miembro Soldano (Formación La Laja) dominadas por circones subredondeados con hábito prismático, evidencian una roca fuente con rocas ígneas de composición intermedia. Además por la presencia de una población de circones con hábito prismático largo y forma subidiomorfa es probable que en el área fuente hayan participado rocas volcánicas. En los estudios de Loske (1992) también es mencionada la presencia de este tipo de circones. La población 2 conformada por circones redondeados evidencian rocas de basamento en la fuente, caracterizados por cristales reciclados y de varios ciclos sedimentarios.

Las muestras estudiadas del Olistolito Los Ratones presentan poblaciones de circones similares a las encontradas en el Miembro El Soldano. Tienen poblaciones de circones probablemente derivados de fuentes ígneas tanto plutónicas como volcánicas. Sin embargo, se destacan circones de pequeño tamaño, de hábito prismático corto y con la particularidad de presentar caras multifacetadas típicas de circones metamórficos, evidenciando rocas de esta composición en la fuente.

## **C.- GEOQUÍMICA**

### **1.- Introducción**

Los análisis geoquímicos en rocas sedimentarias y metasedimentarias son un importante apoyo para los estudios de procedencia sedimentaria cuando se combinan con datos petrográficos, isotópicos y geocronológicos. Los análisis de elementos mayoritarios, pero principalmente de los elementos traza y tierras raras, brindan un fuerte conocimiento acerca de las áreas fuente y del ambiente tectónico de depositación de una cuenca. Sin embargo, la geoquímica no puede ser tomada como un estudio aislado porque los sedimentos sufren importantes efectos secundarios antes, durante y después de ser depositados. Esto produce una alteración de la composición original de la roca fuente que se ve reflejada en la roca sedimentaria.

Los principales factores de alteración secundaria abarcan los procesos de meteorización, diagénesis y metamorfismo. Asimismo, numerosos estudios han demostrado que algunos elementos son transportados desde el área fuente hasta la cuenca en forma cuantitativa. Las tierras raras y elementos traza como el Th y el Sc son un ejemplo de los menos afectados por estos procesos; tampoco sufren cambios por el fraccionamiento químico que ejercen los minerales pesados como los circones, monacitas, granates, etc., con los elementos Zr, Hf y Sn (McLennan y Taylor, 1991).

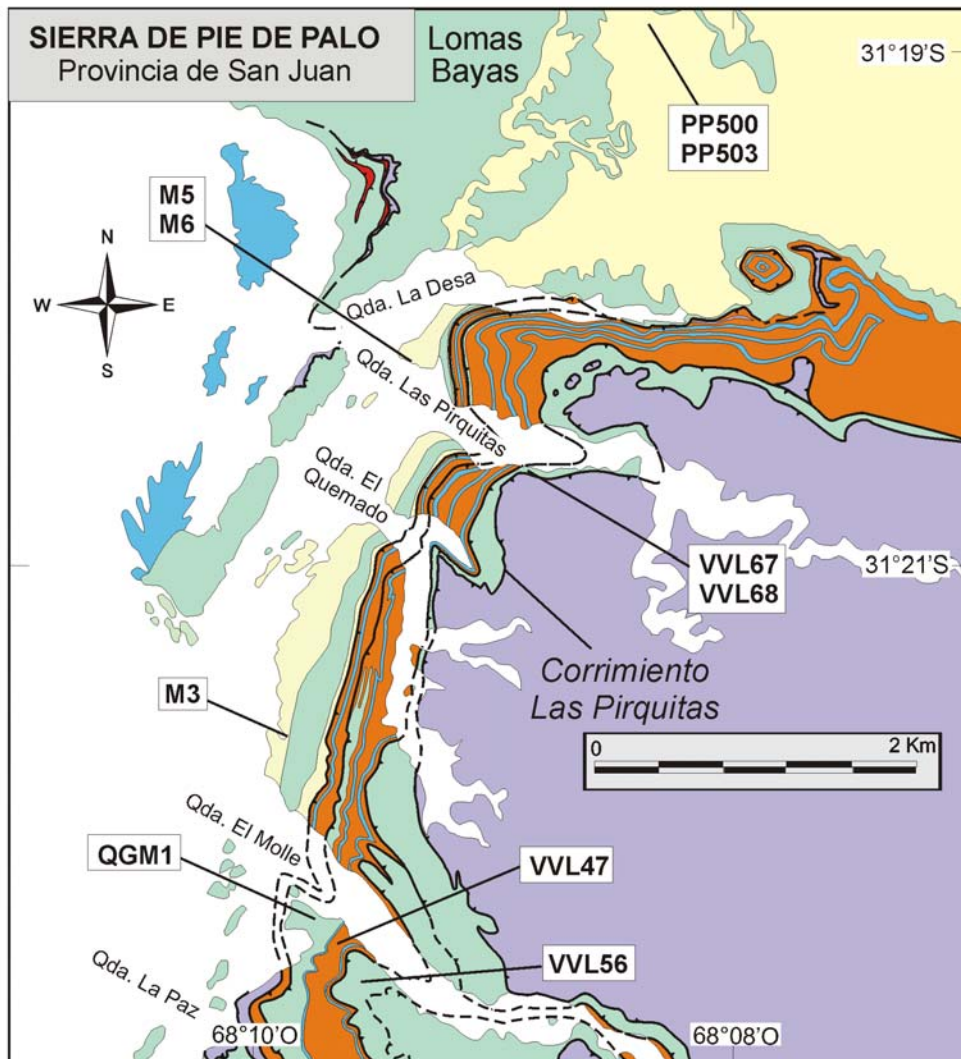
En esta sección se presentan los análisis geoquímicos de los elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras. El objetivo es aportar un sustento a los estudios de procedencia de las rocas sedimentarias y metasedimentarias de este trabajo. Como la mayoría de las rocas presentan metamorfismo de bajo grado fueron analizados principalmente los elementos y las relaciones de los elementos traza y de las tierras raras. Además de utilizar la geoquímica como un parámetro más en los estudios de procedencia, fue de utilidad como una herramienta de trabajo para constreñir el ambiente tectónico de las metasedimentitas del Grupo Cauçete y su relación con las unidades de la Precordillera.

### **2.- Unidades estudiadas**

En el sector de las Sierras Pampeanas Occidentales se analizaron principalmente las unidades metasedimentarias del Grupo Cauçete, en la sierra de Pie de Palo; y metasedimentos de los cerros Valdivia y Salinas. Por otro lado, también

fueron analizadas muestras silicoclásticas y carbonáticas pertenecientes a unidades del Cámbrico precordillerano.

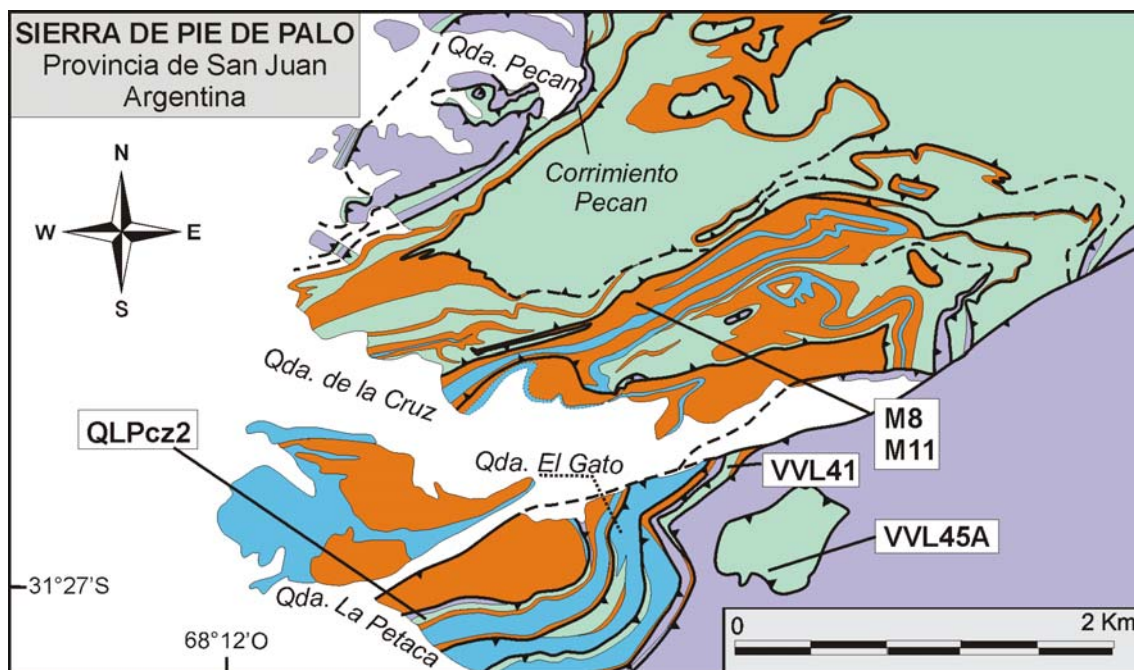
En el Grupo Cauce se estudiaron dos muestras de metareniscas cuarzo-albítica-muscovítica-granatíferas pertenecientes a la Formación la Paz (M3 y M5) y tres de metapelitas (M6, PP500 y PP503) aflorantes en el centro-oeste de la sierra (Figura IIIC-1).



**Figura IIIC-1.** Ubicación de las muestras analizadas pertenecientes a la Formación La Paz y Cuarcita El Quemado en el flanco occidental y central de la sierra de Pie de Palo, referencias en Figura IIA-6, del capítulo II (Van Staal, Vujovich y Naipauer, en preparación).

En la Cuarcita El Quemado se analizaron solo dos muestras de metareniscas cuarzo-muscovítica-feldespáticas (QGM1 y QLPcz2) porque existen varias rocas estudiadas anteriormente por Vujovich (2003), las que fueron incorporadas en este trabajo. En la secuencia calcáreo-dolomítica se analizó una muestra (QLI1) de un nivel silicoclástico intercalado en la Caliza Angacos y dos muestras (M8 y M11) de niveles

de metareniscas carbonáticas de la Formación El Desecho (Figura IIIC-2). Además se analizaron dos metasedimentos (CSal2 y CSal3) de grano fino del cerro Salinas y una metarenisca cuarzo-micácea (CV1) del cerro Valdivia (Figura IIIC-3).



**Figura IIIC-2.** Ubicación de las muestras del sector suroccidental de la sierra de Pie de Palo, Cuarcita El Quemado y Formación El Desecho (referencias en Figura IIA-6, del capítulo II).

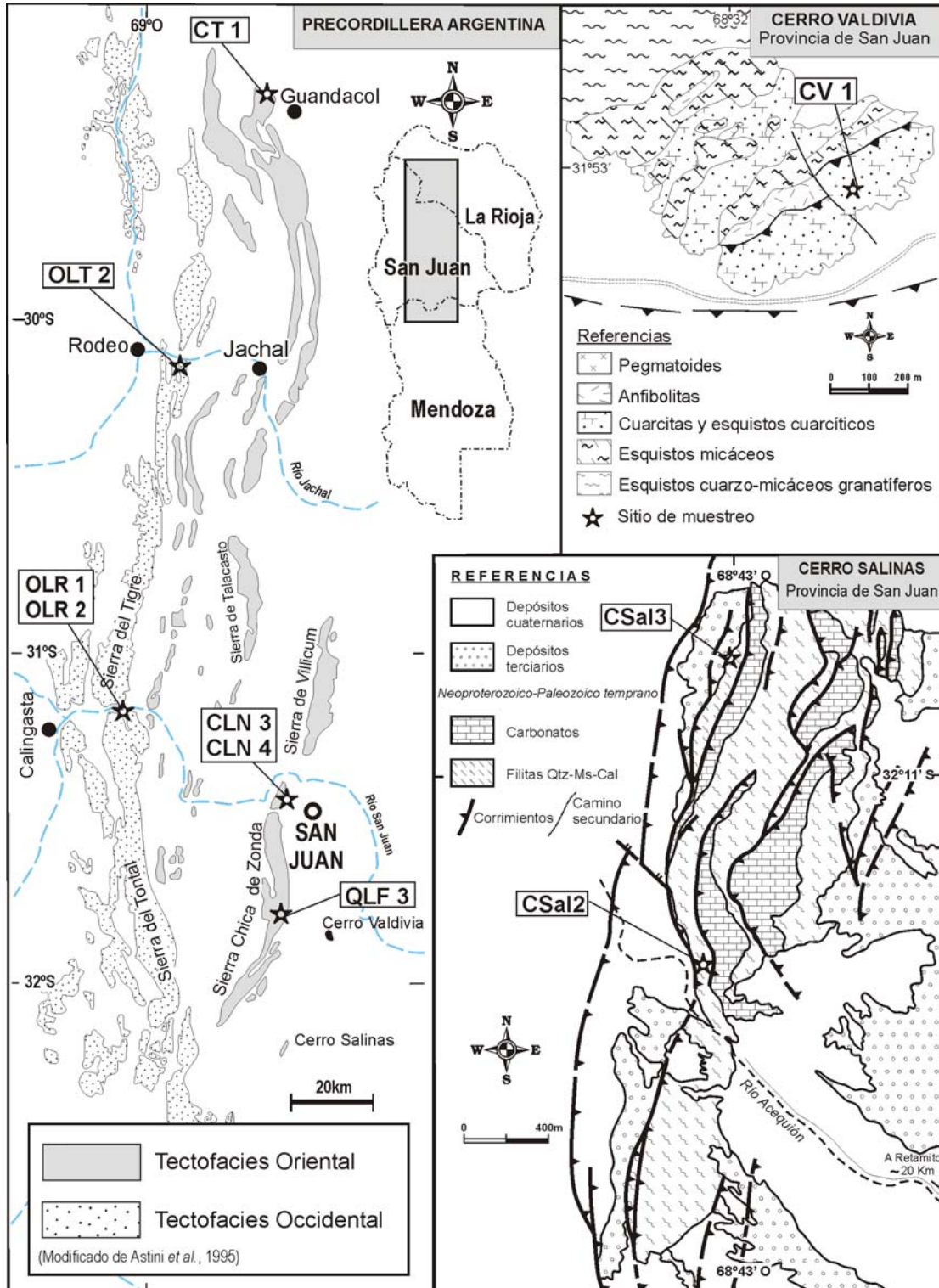
Por otro lado, en la Precordillera se colectaron muestras para comparar con los resultados obtenidos principalmente en el Grupo Caucete. Fueron analizadas: una arenisca carbonática de la Formación Cerro Totorá (CT1), dos muestras de ortocuarcitas intercaladas en el Miembro Soldano de la Caliza La Laja (CLN3 y CLN4), y una caliza de la Formación la Flecha (QLF3). Todas del Cámbrico temprano y medio del sector oriental de la Precordillera. En las unidades olitostromicas de la Precordillera Occidental se analizaron muestras del Olistolito Los Túneles (OLT2) y del Olistolito Los Ratones (OLR1 y OLR2) (Figura IIIC-3).

En las Tablas I y II se presentan todas las muestras analizadas con su ubicación geográfica, la unidad a la cual pertenecen, su composición mineral mayoritaria y clasificación de la roca.

### 3.- Métodos analíticos

Las muestras de rocas analizadas fueron cuarteadas y lavadas repetidas veces con agua destilada y pulverizadas con mortero de vidia en el Centro de

Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata. Los análisis geoquímicos de los elementos mayoritarios fueron llevados a cabo con un equipo ICP (*inductively coupled plasma*) y los elementos traza y de las tierras raras por ICP-MS (*mass spectrometry*) en los laboratorios de ACTLABS Co., Canadá.



**Figura III-3.** Mapas geológicos esquemáticos con la ubicación de las muestras del sector precordillerano y de los cerros Valdivia y Salinas.

También se realizaron análisis geoquímicos (elementos mayoritarios) de un grupo de muestras (CLN3, CLN4, OLR1, OLR2, CV1, QLPcz2 y QGM1) por fluorescencia de rayos X en la Universidad de Johannesburg, Sudáfrica. Los elementos traza y las tierras raras de este conjunto de muestras fueron realizados en los laboratorios ACME, Canadá, por fusión ICP-MS.

#### 4.- Geoquímica de elementos mayoritarios

Los eventos post-depositacionales que sufren las rocas sedimentarias, principalmente en las areniscas y pelitas, producen una importante movilidad de los elementos mayoritarios alterando la composición original del protolito. Uno de los procesos estudiados por Fedo *et al.* (1995) es el metasomatismo potásico desarrollado durante la diagénesis. Este involucra la conversión de algunas especies minerales en otras, por ejemplo en areniscas es importante el reemplazo de plagioclasa por feldespato potásico, y en pelitas la conversión de las especies caoliníticas en illíticas.

Otro proceso de alteración importante que afecta los elementos mayoritarios y la mineralogía es la meteorización química. Nesbitt y Young (1982) definieron el índice de alteración química CIA (*chemical index of alteration*) para cuantificar este proceso en las rocas silicoclásticas. El CIA es la relación que existe entre el porcentaje molecular de los óxidos:  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ . Un valor elevado de este índice refleja movilidad de cationes como  $Ca^{++}$ ,  $Na^+$  y  $K^+$  comparado con los cationes  $Al^{+++}$  y  $Ti^{++}$  (Nesbitt y Young, 1982). De forma contraria valores bajos indican que la alteración química no fue importante indicando además condiciones climáticas áridas o frías (Fedo *et al.*, 1995).

Sin embargo en un sistema geológico los procesos involucrados son complejos y producto de la interrelación de varios factores. Como consecuencia en rocas con metamorfismo de bajo grado como las estudiadas, la geoquímica de los elementos mayoritarios debe ser tomada con mucho cuidado por la alta movilidad que pudieron haber tenido durante los eventos metamórficos. A continuación se muestra la Tabla II con los valores medios de los óxidos mayoritarios, calculados para la corteza continental superior (CCS) por Taylor y McLennan (1985). El objeto es ver la relación que existen entre estos valores y los encontradas en las muestras analizadas. Por otro lado, en la Tabla IV se presentan los datos analíticos de los óxidos mayoritarios de las muestras estudiadas en este trabajo.

**Tabla 1.** Ubicación, mineralogía, foliación y tipo de roca de las muestras en las que se analizó la geoquímica. Pertenecen al Grupo Caucete, Cerro Salinas y Valdivia. Muestras VVL41, VVL45A, VVL47, VVL56, VVL67 y VVL68 tomadas de Vujovich (2003). Cada símbolo X representa un porcentaje aproximado a 25%, mientras que < y > menor y mayor respectivamente. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

Muestra	Ubicación	Foliación (Passchier y Trouw, 2005)											Tipo de Roca		
		Qtz	Kfs	Plag	Ms	Bt	Grt	Zrn	Mnz	Ca	Op				
<b>Cuarcita El Quemado</b>															
QGM 1	Qda. Grande del Molle	>XXX	<X	<X	<X	--	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Meta-arenisca Qtz-Ms-Kfs
QLPcz 2	Qda. La Petaca	XXX	<X	<X	<X	--	--	<X	<X	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Meta-arenisca Qtz-Kfs-Ms
CV1	Cerro Valdivia	XXX	<X	--	<<X	--	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad milonítica	Metacuarcita Qtz-Ms
VVL41	Qda El Gato	XXX	<X	--	<X	--	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Esquisto cuarzo-feidespático
VVL45A	Qda. La Petaca	XXX	<X	--	<X	--	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Esquisto cuarzo-feidespático
VVL47	Qda. Grande del Molle	XXX	<<X	--	<X	<<X	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Esquisto Qtz-Ms-Bt
VVL56	Qda. Grande del Molle	XXX	<X	--	<<X	--	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad milonítica	Milonita cuarzosa
VVL67	Qda. Las Pirquitas	XXX	<X	--	<X	--	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Esquisto cuarzo-feidespático
VVL68	Qda. Las Pirquitas	XXX	<X	--	<X	<<X	--	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad continua	Esquisto cuarzo-feidespático
<b>Formación La Paz</b>															
M 3	Qda. del Molle	X	<<X	X	X	--	<X	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad espaciada	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Grt
M 5	Qda. La Paz	X	--	X	X	--	<X	<X	<X	--	<X	--	<X	Esquistosidad espaciada	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Grt
M 6	Qda. La Paz	X	--	X	X	--	<X	<X	<X	--	<X	--	<X	Esquistosidad espaciada	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Grt
PP 500	Lomas Bayas	XX	--	X	X	--	<X	<X	--	<<X	<X	--	<X	Esquistosidad espaciada	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Grt
PP 503	Lomas Bayas	<X	--	XXX	X	--	X	<X	--	--	<X	--	<X	Esquistosidad espaciada	Meta-arenisca Alb-Ms-Grt-Qtz
<b>Formación El Desecho</b>															
M 8	Zona de La Olla	XX	<X	<X	--	--	--	<X	<X	XX	<X	XX	<X	Esquistosidad continua	Meta-arenisca carbonática
M 11	Zona de La Olla													Esquistosidad continua	Esquisto calci-pelítico
<b>Caliza Angacos</b>															
QLIi 1	Qda La Lichona	>XX	X	--	--	--	--	<X	<X	X	<X	X	<X	Esquistosidad continua	Meta-arenisca carbonática
<b>Cerro Salinas</b>															
Csal 2	Cerro Salinas	X	--	--	X	--	--	--	--	XX	--	--	XX	Esquistosidad espaciada	Filita Qtz-Cal-Ms
Csal 3	Cerro Salinas	XX	--	<X	<X	--	--	--	--	X	<X	X	<X	Esquistosidad espaciada	Filita Qtz-Cal-Ms

**Tabla II.** Ubicación, mineralogía, composición de líticos y tipo de roca de las muestras en las que se analizó la geoquímica. Pertenecen a muestras de roca de edad Cámbrica de diferentes afloramientos de la Precordillera. Cada símbolo X significa un porcentaje aproximado a 25%, mientras que < y > menor y mayor respectivamente. Abreviaturas de los minerales según Kretz (1983).

<b>Muestra</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Qtz</b>	<b>Kfs</b>	<b>Plag</b>	<b>Ms</b>	<b>Bt</b>	<b>Grt</b>	<b>Zrn</b>	<b>Mnz</b>	<b>Cal</b>	<b>Op</b>	<b>LITICOS</b>	<b>Tipo de Roca</b>
<b>Unidades del Cámbrico de la Precordillera</b>													
<b>QLF 3</b>	Qda. La Flecha	<<<X	--	--	--	--	--	--	--	>XXX	--	No se observaron	Caliza
<b>OLT 2</b>	Olistolito Los Túneles	<X	--	--	--	--	--	--	--	XX	--	No se observaron	Limolita carbonática
<b>CT 1</b>	Cerro Totora	--	>X	--	--	--	--	--	--	XX	--	Cuarzo Policristalino (<5%)	Arenisca carbonática
<b>CLN3</b>	Cantera Loma Negra	XXX	<<<X	--	--	--	--	<<<X	--	--	<<<X	Cuarzo Policristalino (<1%)	Arenisca cuarzosa
<b>CLN4</b>	Cantera Loma Negra	XXX	--	--	--	--	--	<<<X	--	--	<<<X	Cuarzo Policristalino (<1%)	Arenisca cuarzosa
<b>OLR1</b>	Olistolito Los Ratones	<<X	<<X	<<<X	<<X	--	--	--	--	--	--	Cuarzo Policristalino (<1%)	Arenisca fina carbonática
<b>OLR2</b>	Olistolito Los Ratones	<<X	<<X	<<<X	<<X	<<X	--	--	--	--	--	Cuarzo Policristalino (<1%)	Conglomerado

Asimismo, como muchas de las muestras analizadas resultaron con un alto contenido de carbonatos (primarios y secundarios) no se tuvieron en cuenta, principalmente en lo que respecta al cálculo del CIA y en las interpretaciones, las muestras con más del 10% de CaO (Dingle, R.V. y Lavelle, M., 1998). Estas muestras excluidas corresponden a: Qll1, QLF3, OLT2, CT1 y CLN3 (ver Tabla IV).

En las muestras analizadas de la Cuarcita El Quemado el porcentaje de SiO<sub>2</sub> es mayor al 80% destacándose un gran número de valores entre 85 y 90%, este alto porcentaje con respecto a la composición media de la CCS (Tabla III), está fuertemente controlado por la mineralogía cuarzosa que presenta esta roca. Otra característica son los tenores moderados de K<sub>2</sub>O (1,80 a 5,11%) y de Na<sub>2</sub>O (0,03 a 2,31%) vinculados a la poca abundancia de feldespatos que se observa. El contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es relativamente bajo relacionado a la CCS (2,82 – 9,67%) y probablemente está controlado por la poca abundancia de especies filosilicáticas.

**Tabla III.** Composición porcentual de los óxidos mayoritarios calculados para la corteza continental superior por Taylor y McLennan (1985).

<b>Óxidos mayoritarios</b>	<b>Corteza continental superior</b>
SiO <sub>2</sub>	66,0%
TiO <sub>2</sub>	0,5%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2%
FeO	4,5%
MgO	2,2%
CaO	4,2%
Na <sub>2</sub> O	3,9%
K <sub>2</sub> O	3,4%

En la Formación La Paz el porcentaje de SiO<sub>2</sub> disminuye notablemente hasta valores de 51,24% y con un máximo de 71,23%. Hay que destacar que las muestras más cuarcíticas presentan abundante cuarzo, pero en mucho menor proporción que la Cuarcita El Quemado. En esta unidad el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es mucho mayor (13,47 - 21,14%) y comparable con la composición de la CCS (Tabla III) y está vinculado con el alto porcentaje de filosilicatos que presentan estas muestras. El porcentaje de Na<sub>2</sub>O (2,32 a 4,75%) y de K<sub>2</sub>O (1,93 a 3,38%) es bastante constante y comparable con los valores calculados para la CCS por Taylor y McLennan (1985) (Tabla III). Otro rasgo sobresaliente es el contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que presentan (4,42 – 10,79%) algo más elevado que el promedio de la CCS y probablemente se vincule a la presencia de granates y biotitas según la mineralogía observada al microscopio.

Las rocas analizadas de las Formaciones El Desecho y Angacos tienen tenores de SiO<sub>2</sub> comparables con los de la CCS (50,9 – 68,94%) aunque los porcentajes en

$\text{Al}_2\text{O}_3$  son mucho más bajos (0,97-1,86%), exceptuando la muestra de esquisto calci-pelítico (M11) que tiene un contenido de alúmina más elevado (14,9%) coherente con su mineralogía filosilicática. En general estas muestras presentan un alto contenido en CaO (5,09 a 21,48%) con respecto a la CCS, el mismo está influenciado por la matriz carbonática que presentan estas rocas, probablemente heredada del protolito. Los porcentajes en  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  son muy bajos (menor a 0,5%), excepto en la muestra M11 donde el  $\text{K}_2\text{O}$  alcanza 7,41%, el cual se relaciona con el mayor contenido de muscovita presente en la muestra. En esta misma muestra (M11) el contenido en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (8,05%) es mucho más elevado y se interpreta como presente en filosilicatos (biotita?) de grano muy fino que formaría parte de la matriz.

Las dos muestras analizadas del cerro Salinas (CSal2 y CSal3) son filitas cuarzo-muscovíticas con un contenido importante de carbonato en la matriz. Los porcentajes de  $\text{SiO}_2$  (61,1 y 68,18%) y de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,42 y 17,24%) son acordes a los valores promedios de la CCS (Tabla III). El contenido en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  es mayor (5,58 y 6,93%) al del promedio de la CCS, mientras que los porcentajes de los óxidos mayoritarios restantes son equiparables a de la CCS (Tabla III). Estas muestras tienen un porcentaje de los elementos mayoritarios similar a los que presentan las muestras de la Formación La Paz y el esquisto calci-pelítico de la Formación El Desecho, y está estrechamente vinculado al carácter litológico similar.

Por otro lado, la geoquímica de las muestras analizadas de la Precordillera muestra marcadas diferencias, lo cual es producto de la variedad de las rocas seleccionadas (calizas, limolitas calcáreas, areniscas calcáreas y cuarzosas y conglomerados).

Las areniscas cuarzosas del cerro Marquesado, pertenecientes a la Caliza La Laja (CLN3 y CLN4), corresponden a areniscas muy maduras, donde el alto contenido en cuarzo queda reflejado en el elevado porcentaje en  $\text{SiO}_2$  (70,16 y 93,33%, respectivamente). Los porcentajes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  son muy bajos comparados con el contenido medio de la CCS (Tabla III) y acorde con la mineralogía de las rocas compuestas casi exclusivamente por cuarzo. Cabe destacarse que la muestra CLN3 presenta un mayor porcentaje en CaO (17,15%) el cual es concordante con el cemento carbonático observado al microscopio.

La muestra QLF3, correspondiente a una caliza perteneciente a la Formación La Flecha, presenta un elevado porcentaje en CaO (50,97%) y muy bajo en  $\text{SiO}_2$  (3,94%), al igual que los demás óxidos mayoritarios (Tablas III y IV). La muestra del cerro Totorá (CT1), correspondiente a una arenisca calcárea, presenta un bajo contenido en  $\text{SiO}_2$  (45,56%) y moderadamente alto en CaO (16,26%) de acuerdo con el tipo litológico que representa. Cabe destacarse el alto contenido en MgO (11,4%) en

**Tabla IV.** Valores de los óxidos mayoritarios obtenidos de las muestras del Grupo Cauçete (Formación La Paz Cuarçita El Quemado Formación El Desecho y Caliza Angacos) de los cerros Valdivia y Salinas y de las algunas unidades del Cámbrico precordillerano.

Muestras Nº	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3(T) %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	LOI %	Total %
<b>Cuarçita El Quemado</b>												
QGM1*	90,20	2,82	0,62	0,01	0,06	0,07	2,15	1,80	0,20	0,02	0,49	98,43
QLPcz2*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,34	n.d.
<b>Formación La Paz</b>												
M 3	61,77	18,30	6,81	0,12	1,87	1,26	2,32	3,38	0,94	0,20	2,80	99,75
M 5	71,23	13,47	4,42	0,08	1,30	1,98	3,71	1,93	0,67	0,13	1,20	100,10
M 6	67,60	13,76	6,22	0,14	1,62	2,27	2,86	2,38	1,19	0,27	1,69	100,00
PP 500	67,36	15,03	5,11	0,08	1,43	1,23	2,47	2,64	0,67	0,11	2,94	99,07
PP 503	51,24	21,14	10,79	0,12	2,79	1,57	4,75	2,24	1,15	0,02	3,27	99,09
<b>Formación El Desecho</b>												
M 8	68,94	0,97	1,63	0,29	4,70	9,34	0,22	0,55	0,05	0,12	12,97	99,78
M 11	50,90	14,92	8,05	0,02	4,45	5,09	0,23	7,41	0,90	0,19	7,52	99,69
<b>Caliza Angacos</b>												
Qlli 1	57,27	1,86	0,75	0,03	0,34	21,48	0,05	0,51	0,22	0,06	17,63	100,20
<b>Cerro Valdivia</b>												
CV1*	87,13	5,35	1,04	0,04	0,22	0,10	2,31	1,85	0,28	0,02	1,14	99,46
<b>Cerro Salinas</b>												
Csal 2	61,10	17,24	6,93	0,03	2,39	0,63	1,55	3,82	0,90	0,23	3,99	98,80
Csal 3	68,18	12,42	5,58	0,03	1,35	2,21	1,40	3,54	0,86	0,20	3,92	99,68
<b>Unidades del Cámbrico de Precordillera</b>												
QLF 3	3,94	1,34	1,80	0,04	0,69	50,97	0,02	0,42	0,07	0,06	40,63	99,98
OLT 2	22,87	7,60	3,57	0,03	8,63	23,59	0,54	1,86	0,37	0,09	29,72	98,86
CT 1	45,56	0,13	0,69	0,06	11,40	16,26	0,10	0,01	0,02	0,04	25,10	99,36
CLN3*	70,17	0,01	0,67	0,00	0,17	17,15	0,50	0,23	0,02	0,01	11,55	100,48
CLN4*	93,33	0,00	0,05	0,00	0,63	0,91	2,15	0,03	0,01	0,01	1,90	99,01
OLR1*	58,76	13,21	7,41	0,07	3,12	3,26	4,25	2,47	0,54	0,18	5,62	98,89
OLR2*	50,69	10,64	4,99	0,11	5,37	8,62	3,03	3,73	0,55	0,17	12,60	100,50

\* Muestras analizadas por fluorescencias de rayos X en la Universidad de Johannesburg, Sudáfrica; el resto de las muestras analizadas por ICP en ACTLABS Co., Canadá; (n.d.: no determinado).

relación a los valores medios de la CCS, lo que podría estar indicando que el cemento carbonático esté dolomitizado. Estas muestras con más del 10% de CaO no serán tenidas en cuenta en las interpretaciones del diagrama IIIC-4 por su alto contenido en CaO (Dingle, R.V. y Lavelle, M., 1998).

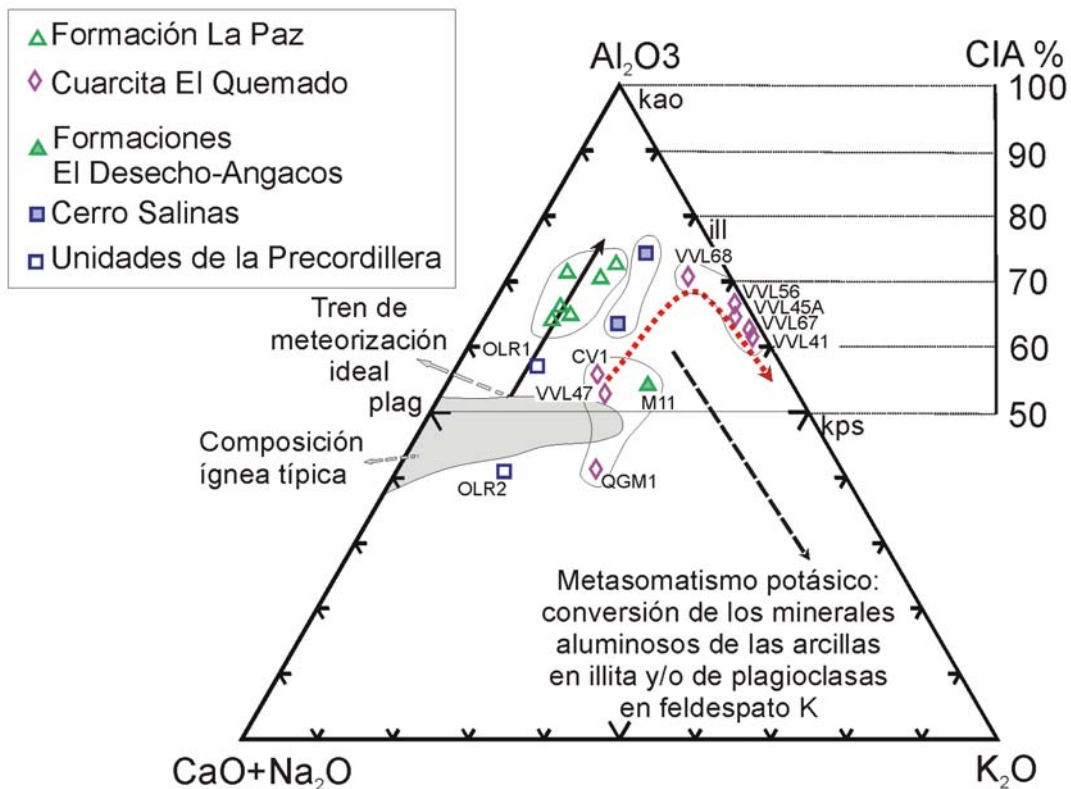
Las dos muestras tomadas en el Olistolito Los Ratones, correspondientes a una arenisca calcárea (OLR1) y a la matriz de un conglomerado (OLR2), presentan porcentajes similares en los elementos mayoritarios. El contenido en SiO<sub>2</sub> es bajo (58,75 y 50,68%) comparado con la CCS y el de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> moderado (13,21 – 10,64%). El Na<sub>2</sub>O y el K<sub>2</sub>O presentan porcentajes que son normales con respecto a la CCS (aproximadamente 4%). El contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,41 y 4,99%) es algo más elevado que el promedio de la CCS; en la muestra OLR1 puede deberse a la presencia de óxidos de Fe, mientras que OLR2 presenta abundantes clastos graníticos con biotita reflejando casi el promedio de la CCS.

La muestra de limolita calcárea (OLT2) colectada en el Olistolito Los Túneles se caracteriza por su bajo contenido en SiO<sub>2</sub> (22,87%) y muy bajos porcentajes de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,6%), K<sub>2</sub>O (1,86%) y Na<sub>2</sub>O (0,54%) en relación a la CCS. El alto porcentaje en CaO (23,59%) refleja el carácter carbonático de la matriz. Mientras que el alto contenido en MgO (8,63%) estaría asociado a procesos de dolomitización.

En el diagrama triangular de la Figura IIIC-4 se muestra el grado y evolución de los trenes de meteorización de las rocas. Está conformado por la relación de los óxidos de CaO+Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Nesbitt y Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995). Es particularmente importante porque se pueden observar la composición de las rocas y sus diferentes trenes de meteorización producto principalmente de la pérdida de elementos como el Na<sup>+</sup> y el Ca<sup>++</sup> o el incremento del K<sup>+</sup> en procesos de metasomatismo (Fedo *et al.*, 1995). En las areniscas el metasomatismo de K<sup>+</sup> puede ser llevado a cabo por medio de dos mecanismos, uno por la conversión de caolinita en illita y el segundo está representado por el reemplazo de plagioclasa por feldespato potásico. Ambos procesos aumentan el contenido de K<sub>2</sub>O en la muestra (Fedo *et al.*, 1995). Alternativamente en este diagrama se pueden ver reflejadas ciertas características primarias de las fuentes relacionadas al grado de meteorización a la cual fueron sometidas (McLennan *et al.*, 1993).

Las muestras silicoclásticas del Grupo Cauçete y de la Precordillera fueron graficadas en la Figura IIIC-4. Primero es importante destacar la distribución de las muestras de la Formación La Paz las que están siguiendo un tren de meteorización ideal, esto probablemente indique la ausencia de procesos vinculados al metasomatismo potásico. Las dos muestras del cerro Salinas se comportan de manera similar.

Por otro lado, la proyección de las rocas de la Cuarcita El Quemado, del cerro Valdivia, del nivel silicoclástico de la Caliza Angacos y de la Formación El Desecho es bastante diferente (Figura IIIC-4). Un grupo de muestras de la Cuarcita El Quemado (QGM1, VVL47), del cerro Valdivia (CV1) y de la Formación El Desecho (M11) están ubicadas muy cerca del campo de una composición ígnea típica, indicando un bajo grado de meteorización. Mientras que otro conjunto correspondiente a la Cuarcita El Quemado (VVL68, VVL45A, VVL67, VVL41) se alejan con un tren hacia el punto del feldespato K, sugiriendo un metasomatismo producido probablemente por el reemplazo de la plagioclasa por el feldespato K (Fedo *et al.*, 1995).



**Figura IIIC-4.** Diagrama  $CaO+Na_2O-Al_2O_3-K_2O$  combinado con el índice de alteración química (CIA) mostrando los trenes de alteración de las muestras silicoclásticas del Grupo Caucete, cerro Salinas y unidades cámbricas de la Precordillera (modificado de Nesbitt y Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995; Zimmermann, 2005). El tren ideal de meteorización es sub-paralelo a la línea  $CaO+Na_2O-Al_2O_3$  (McLennan *et al.*, 1990) y el tren de metasomatismo K producido por reemplazo de plagioclasa por feldespato K (según Fedo *et al.* (1995). Kao: caolinita; Ill: illita; plag: plagioclasa; kps: feldespato potásico.

Esta diferencia puede estar sugiriendo dos fuentes distintas. Una donde el grado de meteorización química no fue importante y que correspondería a las muestras del cerro Valdivia (CV1), parte de la Cuarcita El Quemado (QGM1 y VVL47) y de la Formación El Desecho (M11), por lo tanto las muestras derivadas preservan la composición original. Mientras que el otro grupo con evidencias de mayor grado de

alteración producido por metasomatismo potásico es observado para las muestras restantes de la Cuarcita El Quemado (VVL68, VVL45A, VVL67, VVL41).

## 5.- Geoquímica de elementos traza

La geoquímica de los elementos traza tiene una especial importancia en los análisis de procedencia sedimentaria porque muchos de ellos son inmóviles frente a los procesos de intemperismo, diagenéticos y hasta metamórficos de bajo a medio grado, pudiéndose preservar las características de la roca fuente (Taylor y McLennan, 1985; Bhatia y Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1993; entre otros).

Bhatia y Crook (1986) definieron que los elementos La, Th, Zr, Nb, Y, Sc, Co y Ti son los más inmóviles y adecuados para el uso como discriminadores tectónicos. En la Tabla V se muestran los valores promedio de algunos elementos traza pertenecientes al promedio de la corteza continental superior e inferior (Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 2001) de particular importancia para este trabajo. A continuación se hace una breve reseña de los elementos traza y las relaciones más utilizadas en los estudios de procedencia sedimentaria.

**Escandio (Sc):** es un elemento traza compatible que entra en la red cristalina de minerales formadores de rocas máficas y ultramáficas; la concentración media en la corteza continental superior es de 13,6 ppm (Taylor y McLennan, 1985). Contenidos mayores a este valor en un sedimento indican un enriquecimiento de este con respecto a la CCS, pudiendo sugerir una procedencia desde una fuente de composición básica-ultrabásica.

**Torio (Th):** es un elemento traza incompatible enriquecido en las rocas félsicas más diferenciadas cuyo contenido medio en la corteza continental superior es de 10,7 ppm (Taylor y McLennan, 1985).

**Th/Sc:** esta relación es un parámetro de procedencia muy importante para diferenciar fuentes máficas de félsicas en sedimentos (Taylor y McLennan, 1985). Detritos provenientes de rocas de la corteza superior poseen una relación promedio igual o mayor a 0,79, mientras que valores menores a 0,6 sugieren componentes máficas y ultramáficas (McLennan *et al.*, 1990). Los valores presentados por Cullers (2000) difieren levemente con los anteriores, y definen para la relación Th/Sc los intervalos de 0,84 a 20,5 para la corteza continental y 0,05 – 0,22 para la corteza oceánica.

**Zr, Hf, Sn e Y:** como se mencionó anteriormente, estos elementos traza tienen la característica de ser fraccionados por minerales pesados como el circón, la monacita y el granate, entre otros. Por lo tanto, cuando estos minerales están concentrados en un sedimento el contenido de estos elementos traza pueden verse afectado, aumentando notablemente su abundancia.

**Zr/Sc y Zr/Th:** las relaciones que constituyen estos elementos traza son particularmente importantes para cuantificar el grado de reciclado de un sedimento (McLennan *et al.*, 1990). Como el Zr está influenciado por minerales ultraestables, tal como el circón, estas relaciones aumentan cuanto más reciclado está el sedimento, tal como se observa en los márgenes pasivos y/o ambientes de rift.

**Tabla V.** Valores promedio en ppm de los elementos traza seleccionados para la corteza continental superior e inferior (Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 2001).

<b>Elementos traza</b>	<b>Corteza superior</b>	<b>Corteza inferior</b>
Sc	13,6	35
V	107	271
Cr	83	219
Mn	600	1700
Ni	44	156
Rb	112	12
Sr	350	230
Zr	190	70
Nb	12	6,7
Hf	5,8	2,1
Ta	1	0,7
Th	10,7	2

**Cr, V, Ni, y Ti:** estos elementos son usados, al igual que el Sc, como indicadores de fuentes de composición básica a ultrabásica. Contenidos elevados con respecto a los valores promedios que fueron calculados para la CCS (Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 2001), son indicadores de un enriquecimiento probablemente producido por rocas máficas y ultramáficas en la fuente. Por otro lado, el Cr es utilizado para identificar minerales detríticos, ej. cromitas y especies afines, características de rocas máficas y ultramáficas.

**Cuarcita El Quemado:** las rocas de esta unidad son analizadas conjuntamente con la muestra del cerro Valdivia por presentar similitudes tanto litológicas,

mineralógicas como también geoquímicas. La relación de Th/Sc de las muestras (QLPcz2, QGM1 y CV1) varía entre 1,50 y 2,48 (Tabla VI); al ser incorporados los datos de Vujovich (2003) para la misma unidad, el intervalo se amplía desde 0,34 hasta 4,37. Muchos de los valores se encuentran por encima de 0,79 indicando una procedencia desde la corteza continental superior. Sin embargo, existen valores menores a 0,6 (véase Tabla VI) sugiriendo un aporte desde fuentes relacionadas a rocas menos evolucionadas, de composición básica y/o ultrabásica (muestras VVL45A, VVL47 y VVL68; Vujovich, 2003).

En el gráfico Th/Sc vs. Zr/Sc (Figura IIIC-5) se observan las proyecciones de las unidades estudiadas del Grupo Cauce y del cerro Valdivia. En este diagrama se puede visualizar la composición de la fuente y el grado de reciclado o fraccionamiento de Zr en los sedimentos.

En la distribución de las muestras analizadas (Figura IIIC-5) se destacan dos grupos, uno por debajo del valor medio de la CCS (VVL45A, VVL47, VVL68) y el otro por encima (VVL69, QGM1, VVL67, QLPcz2, VVL41). En este segundo grupo además se distingue un mayor grado de fraccionamiento asociado a la concentración de minerales pesados, especialmente circón (muestras QLPcz2 y VVL41). El cual es consistente con el elevado contenido de Zr de las muestras (Tabla VI), las que superan los valores medios estimados para la corteza superior (190 ppm; McLennan, 2001; Tabla V).

Cabe destacarse que ninguna muestra está realmente enriquecida en Sc (valores mayores a 14 ppm), y tampoco se observaron valores en Cr, V y Ni más altos que el promedio de la CCS (Tabla V). Las muestras estudiadas presentan contenido en Cr entre 17 y 39 ppm, muy por debajo del valor promedio de la CCS (83 ppm; McLennan, 2001; Tabla V). Sólo la muestra VVL68 (Vujovich, 2003) contiene un valor elevado en Cr (126 ppm), probablemente vinculado a un aporte desde una fuente básica.

**Formación La Paz:** las rocas analizadas muestran una relación Th/Sc que varía entre 0,57 y 1,51, casi todos estos valores se encuentran por encima del promedio de la CCS (0,79) indicando una procedencia cortical. Sólo dos muestras, PP500 y PP503, cuyas relaciones son 0,57 y 0,76 respectivamente, son menores al valor medio sugiriendo un aporte desde rocas menos evolucionadas, probablemente de composiciones básicas a ultrabásicas.

En la Figura IIIC-5 se puede observar el tren de variación de las muestras; se destacan un grupo muy cercano al promedio de la CCS, con contenidos en Zr entre 194 y 380 ppm (ver Tablas V y VI), que evoluciona hacia otro conjunto con términos

más enriquecidos en Zr, representado por la muestra M6 (866 ppm), el que puede ser interpretado como un sedimento mucho más reciclado, con mayor concentración de circones, lo que afectó el fraccionamiento de los elementos traza Hf y Zr.

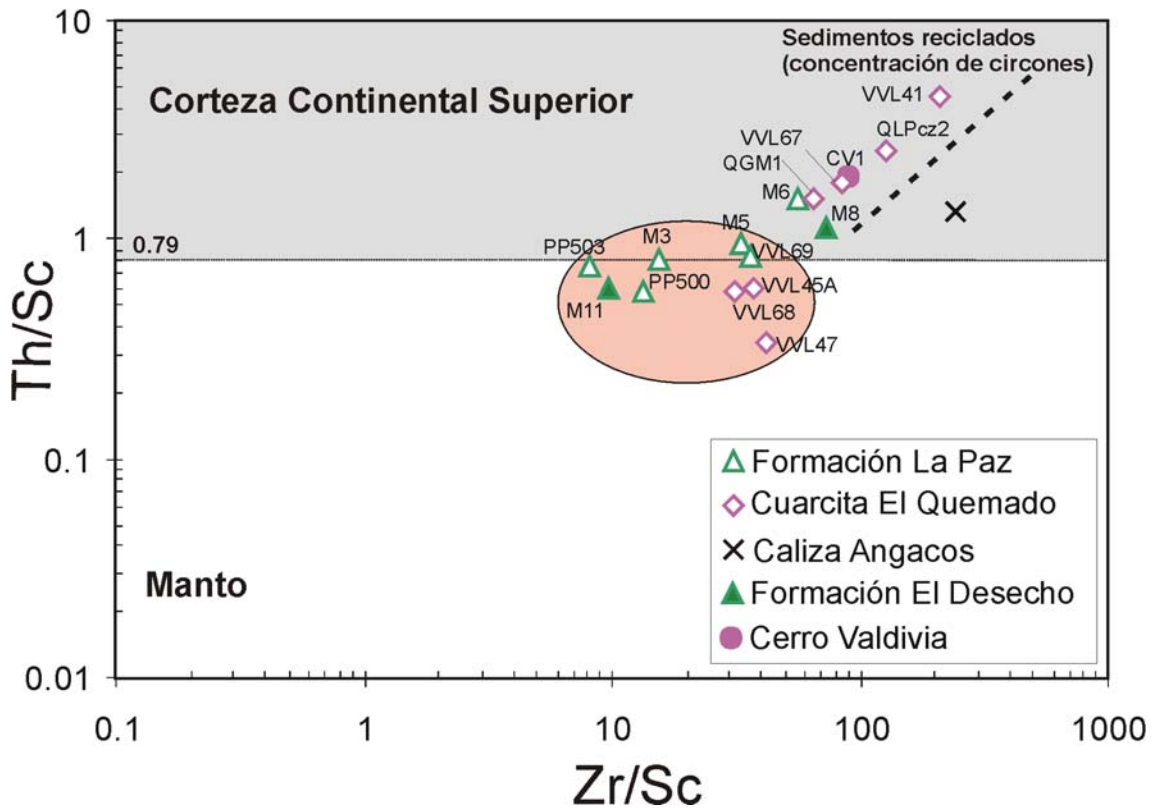
**Tabla VI.** Valores de los elementos traza y de las tierras raras en ppm de las muestras analizadas del Grupo Caucete y de los cerros Salinas y Valdivia.

Elementos traza	Formación La Paz					Cuarcita El Quemado		Formación El Desecho		Caliza Angacos	Cerro Valdivia	Cerro Salinas	
	M 3	M 5	M 6	PP 500	PP 503	QLPCZ 2*	QGM 1*	M 8	M 11	Qlli 1	CV 1*	Csal 2	Csal 3
Sc	17	11	15	14	25	2,7	1,3	1	18	1	1,9	18	12
V	97	54	79	79	111	31,9	17,9	7	117	7	12,4	146	85
Ba	767	564	500	523	721	420	430	60	451	54	430	651	1295
Sr	146	197	192	204	192	d.l.d.	d.l.d.	77	23	91	d.l.d.	34	24
Y	47	42	79	36	64	6	1,7	18	44	18	6,6	37	34
Zr	269	380	866	194	212	355,2	86,4	75	178	249	176,3	170	319
Cr	80	30	60	50	70	21	19	20	60	30	29	70	50
Co	16	8	14	12	24	18	32	d.l.d.	16	d.l.d.	29	12	12
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	20	d.l.d.
Cu	40	20	20	40	20	3,1	2,7	d.l.d.	20	10	2,9	40	10
Zn	110	70	100	80	170	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	80	d.l.d.	d.l.d.	120	80
Ga	27	18	22	19	26	5,1	4	2	25	3	7	26	18
Rb	125	72	114	82	79	44	29	8	146	13	43	178	107
Nb	18	12	114	199	26	12,9	4,4	5	37	5	7,1	18	13
Cs	2,1	2,6	2,2	1,7	1,9	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	7,9	d.l.d.	d.l.d.	9	3,8
La	49	36,5	64,7	31,6	68,4	17	4,7	8,9	47,8	8,2	11	46,7	27,5
Ce	105	82,6	141	70,1	139	38	11	24,2	105	23,7	27	97	61,3
Pr	14	10,9	18,7	9,28	19	n.d.	n.d.	2,3	12,3	2,56	n.d.	11	7,35
Nd	49,2	40,5	70,7	34,4	68,3	n.d.	n.d.	8,8	46,2	10,7	n.d.	40,5	27,2
Sm	10,1	9	16	7,3	14,2	3,3	1	2,2	9,7	2,6	2,6	8,2	5,9
Eu	2,02	1,88	2,72	1,51	2,49	0,6	0,2	0,53	1,91	0,75	0,7	1,6	1,26
Gd	9,5	8,3	15,3	6,7	12,6	n.d.	n.d.	2,5	8,8	2,8	n.d.	7,7	6,1
Tb	1,6	1,3	2,4	1,1	2	d.l.d.	d.l.d.	0,5	1,4	0,5	d.l.d.	1,2	1
Dy	8,5	7,2	13,5	6,1	11,6	n.d.	n.d.	2,8	7,9	2,8	n.d.	6,6	5,9
Ho	1,7	1,5	2,7	1,2	2,3	n.d.	n.d.	0,6	1,6	0,6	n.d.	1,3	1,2
Er	4,9	4,3	7,9	3,3	6,7	n.d.	n.d.	1,8	4,6	1,8	n.d.	3,9	3,5
Tm	0,77	0,68	1,22	0,52	1,04	n.d.	n.d.	0,26	0,67	0,27	n.d.	0,58	0,52
Yb	4,9	4,4	7,9	3,5	6,6	2	0,8	1,7	4,2	1,8	1,2	3,6	3,3
Lu	0,73	0,66	1,15	0,5	0,93	0,36	0,13	0,23	0,59	0,28	0,2	0,53	0,49
Hf	8,4	11,1	24,2	6	6,6	13	4	2,2	5,5	6,5	8	5	8,6
Ta	3,9	3,2	169	354	4,5	1,4	2,1	2,9	34,6	1	2	1,9	1,4
Pb	19	28	14	18	21	4,5	5,2	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	3,6	10	9
Th	13,8	10,6	22,6	8	19,1	6,7	1,5	1,1	10,6	1,3	3,6	13,3	7,1
U	3,9	2,8	7,2	4,9	5,8	2	d.l.d.	0,4	2	2,3	2	3,5	2,2
Th/Sc	0,81	0,96	1,51	0,57	0,76	2,48	1,5	1,1	0,59	1,3	1,89	0,74	0,59
Zr/Sc	15,8	34,5	57,7	13,8	8,5	131,5	66,5	75	9,9	249	92,8	9,44	26,6
La/Th	3,52	3,44	2,86	3,95	3,58	2,54	3,13	3,09	4,51	6,35	3,05	3,51	3,87
La/Sc	2,88	3,32	4,31	2,26	2,74	6,3	3,61	8,9	2,65	8,2	5,8	2,6	2,29
Suma ETR	261,92	209,72	365,89	177,11	355,16	61,36	18,33	57,32	252,67	56,06	43,2	230,41	152,52

\*Análisis realizados por fusión ICP-MS en los laboratorios ACME, Canadá; el resto de las muestras analizadas por ICP-MS en ACTLABs Co., Canadá; (d.l.d.: debajo del límite de detección; n.d.: no determinado).

Por otro lado, los valores de Cr de las muestras se encuentran entre 30 y 80 ppm (Tabla VI) todos menores al valor promedio para la corteza continental (83 ppm; McLennan, 2001), y descartando alguna concentración de minerales como cromitas presentes en rocas básicas y ultrabásicas. Pero los valores de V, comprendidos entre

54 y 111 ppm, están un tanto enriquecidos con respecto al valor promedio de la CCS (60 ppm; Taylor y McLennan, 1985); también se destaca que la mayoría tienen valores de Sc entre 11 y 25 ppm por encima del promedio de la CCS (14 ppm; McLennan, 2001). Estos valores sugieren el aporte desde una fuente con rocas menos evolucionadas, de composición básica a ultrabásica.



**Figura IIIC-5.** Diagrama binario de las relaciones Th/Sc versus Zr/Sc (modificado de McLennan *et al.*, 1990). Se pueden distinguir los trenes de evolución de las diferentes unidades del Grupo Caucete y el grado de participación de fuentes corticales. Dentro del óvalo quedan incluidas las muestras con menor fraccionamiento de los minerales pesados. Por el contrario las muestras que proyectan afuera del mismo se acercan al área de los sedimentos reciclados, donde empiezan a jugar un papel importante el fraccionamiento por parte de los minerales pesados.

**Caliza Angacos - Formación El Desecho:** la muestra QLLi1 de la Caliza Angacos y M8 de la Formación El Desecho se analizaron conjuntamente por tener litologías similares. Son metareniscas calcáreas con un porcentaje entre 10 y 20% de CaO. La relación de Th/Sc es 1,3 y 1,1, respectivamente, estos valores son similares a los de una CCS típica; la muestra QLLi 1 presenta una relación Zr/Sc muy elevada (249) debido al alto contenido en Zr, indicando un fraccionamiento de este elemento por parte de los minerales pesados (Figura IIIC-5).

En contraste, la esquistos calcipelíticos M11, perteneciente a la Formación El Desecho, tiene una relación Th/Sc baja (0,59) sugiriendo un probable aporte de áreas

fuentes máficas; la relación Zr/Sc (7,7) también es baja, lo cual puede indicar un escaso fraccionamiento de Zr por parte de los minerales pesados, o bien una baja concentración de estos minerales en la roca debido a procesos sedimentarios (Figura IIIC-5).

El Cr de las tres rocas analizadas no está enriquecido en relación a la CCS y se encuentra entre 20 y 60 ppm. Sin embargo, la muestra M11 presenta un valor elevado de V (117 ppm) con respecto a los valores promedio de la CCS (Taylor y McLennan, 1985). Esto, más la baja relación de Th/Sc de esta muestra puede estar indicando la participación de rocas básicas en el área fuente.

**Cerro Salinas:** las muestras analizadas (CSal2 y CSal3) tienen una baja relación Th/Sc (0,74 y 0,59) con respecto al promedio de la CCS, también son bajas las relaciones de Zr/Sc sugiriendo que no son sedimentos reciclados (Figura IIIC-6) (véanse Tablas V y VI). Cabe destacarse que las concentraciones de los elementos Sc (12 – 18 ppm), V (146 – 86 ppm) y Cr (70 – 50 ppm) si bien no son totalmente anómalos, son relativamente elevados (principalmente el contenido de V) con respecto al promedio de la CCS (McLennan, 2001). Las relaciones Th/Sc y Zr/Sc y los contenidos de los elementos traza (Sc, V) probablemente indiquen algún tipo de aporte desde rocas máficas.

**Unidades cámbricas de la Precordillera:** como se discutió en la sección de los elementos mayoritarios la mayoría de las muestras analizadas presentaron un alto porcentaje de carbonatos reflejado por el contenido en CaO (16 a 50%) excepto las muestras CLN4, OLR1 y OLR2 que tienen un contenido más elevado de material silicoclástico. El problema mayor es que los carbonatos están muy deprimidos en los elementos traza y tierras raras, en comparación principalmente con las rocas pelíticas, y en menor proporción con las areniscas. La mineralogía dominante en estas rocas, ricas en carbonatos, hace que las mismas no incorporen gran cantidad de estos elementos en su estructura cristalina. Por esta razón, es difícil realizar una comparación con los sedimentos clásticos analizados en las unidades del Grupo Caucete.

En general, las relaciones Th/Sc son muy bajas y se encuentran en un intervalo entre 0,34 a 0,56, o sea valores mucho más bajos que el promedio de la CCS (0,79; McLennan, 2001). Ocurre algo similar con la relación Zr/Sc donde los valores varían entre 7 y 54, excepto en las muestras más silicoclásticas (CLN3 y CLN4) cuya relación

**Tabla VII.** Valores de los elementos traza y de las tierras raras en ppm de las muestras analizadas de la Precordillera.

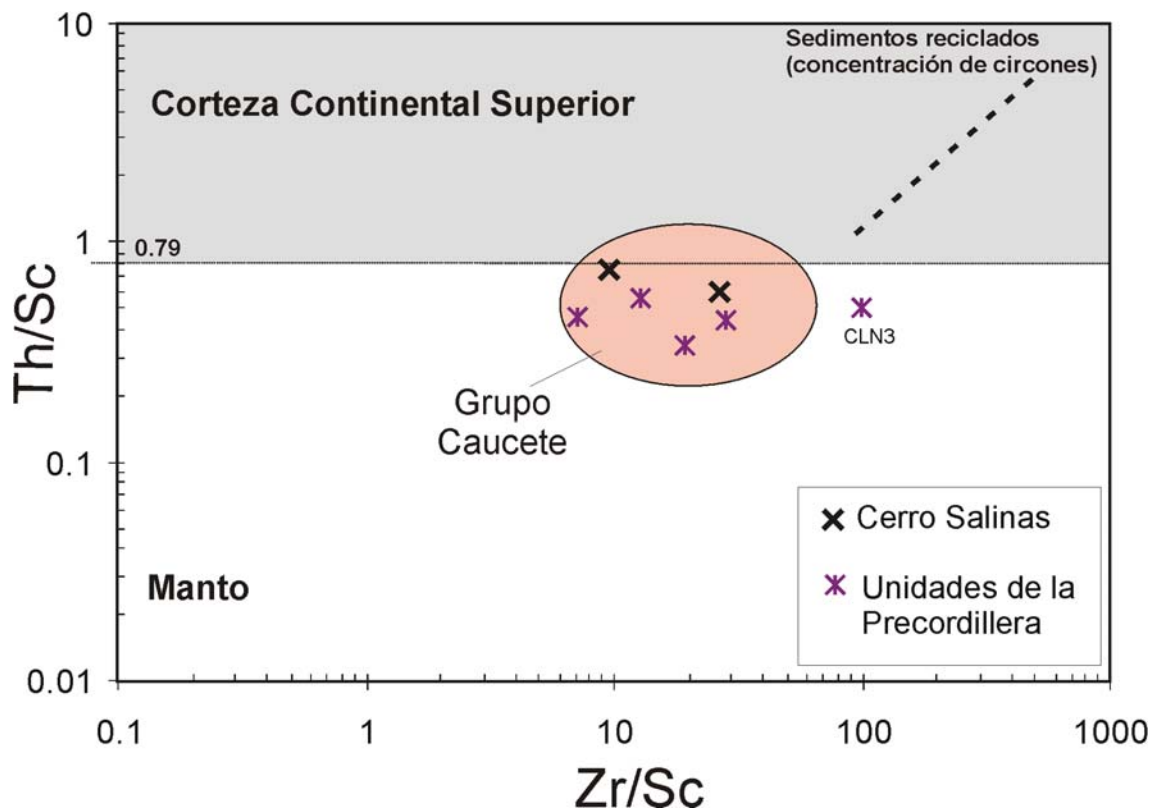
Elementos traza	<i>Unidades del Cámbrico de la Precordillera</i>						
	QLF 3	OLT 2	CT 1	CLN 3*	CLN 4*	OLR 1*	OLR 2*
Sc	2	7	d.l.d.	0,6	0,1	12,5	10,8
V	9	51	d.l.d.	9	2,5	72,8	75,8
Ba	43	476	3	76	52	740	890
Sr	367	681	34	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Y	10	19	4	0,9	d.l.d.	23,4	47,4
Zr	14	89	42	59,5	38,1	239,2	301,5
Cr	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	28	48	62	53
Co	d.l.d.	6	d.l.d.	11	30	26	22
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Cu	20	30	d.l.d.	3	2,5	9,5	7
Zn	d.l.d.	30	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	77	d.l.d.
Ga	3	10	d.l.d.	2,6	0,2	18,9	16,4
Rb	15	57	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	66	86
Nb	2	5	8	2,1	3,2	12,1	14,1
Cs	d.l.d.	3,3	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	4	2
La	7,5	21,1	1	1,7	0,9	15	33
Ce	16,6	48,1	2,7	5	d.l.d.	36	73
Pr	1,82	4,89	0,28	0	0	0	0
Nd	7,1	18,2	1	0	0	0	0
Sm	1,5	3,4	0,3	0,4	0,2	3,8	6,7
Eu	0,33	0,67	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0,9	1,4
Gd	1,5	3	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	0,3	0,5	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0,8	1
Dy	1,4	2,9	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ho	0,3	0,6	d.l.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Er	0,9	1,9	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tm	0,13	0,29	d.l.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	0,8	1,8	0,2	0,4	d.l.d.	2,8	4,1
Lu	0,12	0,26	0,04	0,07	d.l.d.	0,47	0,66
Hf	0,5	2,7	1,3	2	2	8	10
Ta	0,7	0,9	14,6	0,8	2,2	2,2	2,9
Pb	5	8	d.l.d.	26,4	31,4	11,1	7,1
Th	0,9	3,9	0,3	0,3	d.l.d.	4,2	4,8
U	0,9	3,5	0,8	0,5	0,6	1,2	2,2
Th/Sc	0,45	0,56	n.d.	0,5	n.d.	0,34	0,44
Zr/Sc	7	12,71	n.d.	99	381	19,1	27,9
La/Th	8,3	5,41	3,33	5,66	n.d.	3,77	8,87
La/Sc	3,75	3,01	n.d.	2,83	9	1,2	3,05
Suma ETR	40,3	107,61	6,52	8,27	2,35	59,77	119,86

\*Análisis realizados por fusión ICP-MS en los laboratorios ACME, Canadá; el resto de las muestras analizadas por ICP-MS en ACTLABs Co., Canadá; (d.l.d.: debajo del límite de detección; n.d.: no determinado).

es mucho más elevada (99 y 382, respectivamente) indicando un mayor grado de reciclaje del sedimento y por lo tanto más concentración de minerales ultraestables (véanse Tablas V y VII). Se destaca, en la Figura IIIC-6, que la mayoría de las muestras de las unidades precordilleranas analizadas coinciden con las muestras del

Grupo Caucete que poseen una relación Th/Sc aproximada a la CCS, y que además no están enriquecidas en Zr.

La mayoría de las muestras estudiadas del sector precordillerano poseen valores de Sc, Cr y V muy bajos con respecto a los promedios calculados para la CCS y permiten descartar algún tipo de aporte desde rocas básicas (véanse Tablas V y VII). Aunque, las muestras del Olistolito Los Ratones (OLR1 y OLR2) presentan valores más elevados de V (aproximadamente 70 ppm), de Sc (12, 5 y 10,8 ppm) y de Cr (62 y 53 ppm) estos están influenciados por su litología mucho más silicoclástica, y están dentro de los valores promedios para la CCS.



**Figura IIIC-6.** Diagrama Th/Sc versus Zr/Sc con las relaciones de las unidades cámbricas de la Precordillera más los metasedimentos de grano fino del cerro Salinas. Las relaciones de las muestras estudiadas proyectan dentro del campo del Grupo Caucete (modificado de McLennan *et al.*, 1990).

## 6.- Geoquímica de los elementos de las tierras raras

Al igual que los elementos traza, los elementos de las tierras raras (ETR) son muy utilizados en estudios de procedencia sedimentaria por su insolubilidad, su muy baja concentración en el agua de los océanos y ríos, y también por permanecer inalterados en los procesos exógenos, diagenéticos y metamórficos.

Los ETR son una serie de metales con número atómico entre 57 y 71 (La-Lu) y propiedades químicas y físicas similares. Se pueden diferenciar dos grupos: los elementos de las tierras raras livianas (ETRL), comprendidos por los elementos de más bajo número atómico (La-Nd), y los pesados (ETRP) caracterizadas por su alto número atómico (Sm-Yb). En la Tabla VIII se presentan las diferentes concentraciones calculadas para el promedio de la corteza continental superior e inferior según Taylor y McLennan (1985) y modificaciones de McLennan (2001).

**Tabla VIII.** Contenido promedio en ppm de los ETR de la corteza continental superior e inferior (Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 2001).

<b>ETR</b>	<b>Corteza superior</b>	<b>Corteza inferior</b>
La	30	11
Ce	64	23
Pr	7,1	2,8
Nd	26	12,7
Sm	4,5	3,17
Eu	0,88	1,17
Gd	3,8	3,13
Tb	0,64	0,59
Dy	3,5	3,6
Ho	0,8	0,77
Er	2,3	2,2
Tm	0,33	0,32
Yb	2,2	2,2
Lu	0,32	0,29

Para los estudios geoquímicos en rocas sedimentarias, es importante destacar que el tamaño de grano de los sedimentos influye notablemente en la concentración de estos elementos. Cullers *et al.* (1987) encontró que la proporción de los ETR es mucho mayor en las fracciones pelíticas que en las psamíticas, concentrando las primeras aproximadamente un 20% más.

En la Tabla IX están representados los valores promedios en ETR según la litología (Taylor y McLennan, 1985), se puede observar que las pelitas concentran mucho más los ETR que otras litologías. Mientras que en los carbonatos y evaporitas el contenido de ETR es muy bajo.

Por otro lado, la mineralogía también tiene un control sobre la concentración de los ETR. Por ejemplo, las rocas psamíticas tienen menores contenidos en ETR que las pelíticas porque los componentes principales son el cuarzo y los feldespatos; pero el cuarzo no contiene o son muy escasos los ETR y los feldespatos también presentan bajos contenidos en ETR, excepto por la plagioclasa que concentra Eu. Si la roca

presenta fragmentos líticos el análisis se verá complicado ya que influirá la composición mineral de cada uno de ellos.

Por el contrario, los minerales pesados como circón, monacita y alanita contribuyen a aumentar el contenido en tierras raras. El circón es uno de los minerales, que junto con el granate, mayor importancia tienen en el fraccionamiento de ETR, particularmente porque enriquecen considerablemente las ETRP (Morton, 1991).

**Tabla IX.** Valores de los ETR más importantes promediados para cada tipo de roca sedimentaria (Taylor y McLennan, 1985).

<b>ETR</b>	<b>Pelitas</b>	<b>Areniscas</b>	<b>Carbonatos</b>	<b>Evaporitas</b>
La	38	14	4,5	1,1
Sm	5,6	3,1	0,9	0,4
Eu	1,1	0,6	0,2	0,1
Gd	4,7	2,7	0,8	0,3
Yb	2,8	1,2	0,4	0,5
La/Yb	13,6	11,7	11,3	2,2
Eu/Eu*	0,66	0,63	0,72	0,88

Como se mencionó anteriormente, las rocas carbonáticas tienen un muy bajo contenido de ETR, generalmente menor a 10 ppm (Tabla IX; Taylor y McLennan *et al.*, 1985), aunque su distribución general es similar a las que presentan las rocas clásticas. Una de las características sobresalientes de la geoquímica de calizas marinas es la depresión del elemento Ce causada por la influencia de la composición del agua de mar. De manera similar las rocas evaporíticas poseen un muy bajo contenido de ETR.

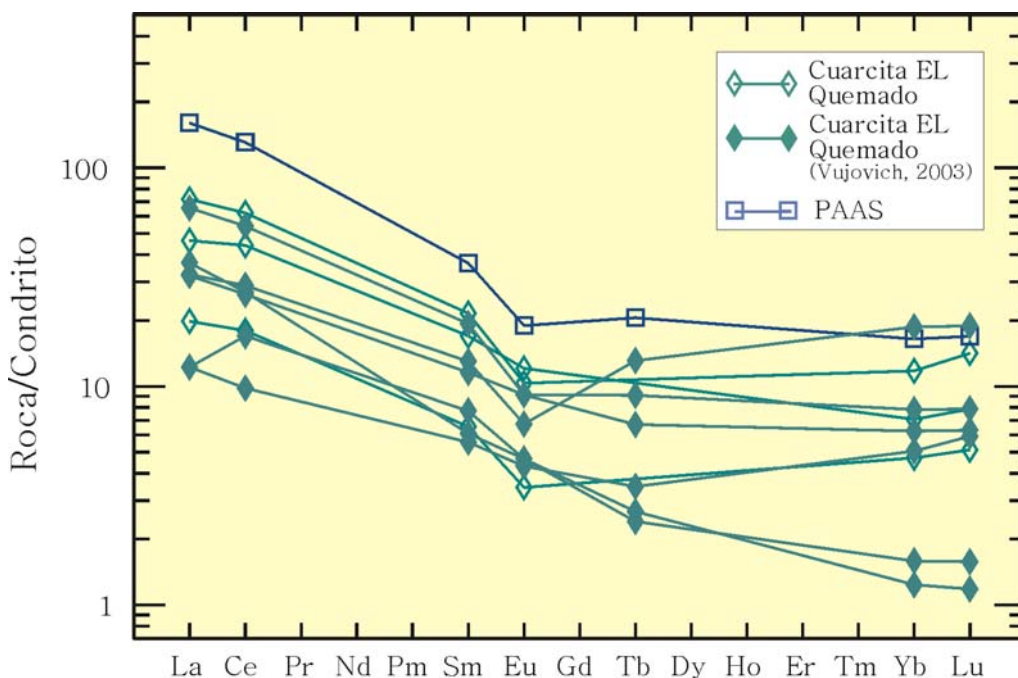
Una de las maneras más utilizadas para la interpretación de la composición de los ETR son los diagramas multi-elementos normalizados a un estándar. La normalización al condrito es una de la más importante para el estudio de rocas ígneas y en menor medida para sedimentarias. Las rocas clásticas comúnmente son normalizadas con respecto al NASC (*North American shale composite*) (Gromet *et al.*, 1984) y también al PAAS (*Post-Archean average shales*) (Taylor y McLennan, 1985). En este trabajo los diagramas de las ETR están normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989).

La concentración de las tierras raras en las unidades del Grupo Caucete es muy variada y responde principalmente a un control litológico y mineralógico de cada roca estudiada.

En las muestras de la **Cuarcita El Quemado** y del **cerro Valdivia** el contenido de los ETR (18,33 - 61,36 y 43,2 ppm respectivamente) es bastante bajo en relación a

la CCS, pero acorde con los valores estipulados para las areniscas (aproximadamente 25 ppm: Tabla IX) por Taylor y McLennan (1985). Esta variación responde seguramente al control que tiene tanto la granulometría de los granos como la composición cuarzosa, causa principal de disminución del contenido de los ETR.

En el diagrama de normalización al condrito (Sun y McDonough, 1989) de las tierras raras (Figura IIIC-7) se destaca el bajo contenido con respecto al PAAS aunque

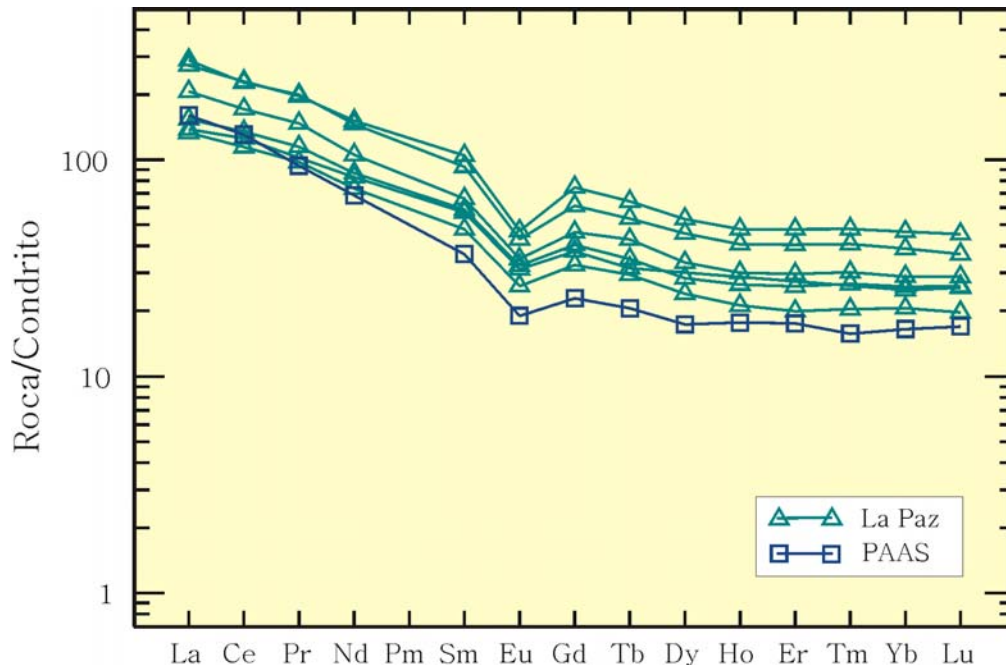


**Figura IIIC-7.** Diseño de los ETR, normalizados al condrito, de la Cuarcita EL Quemado. Se puede observar la depresión de estos valores con respecto al PAAS.

la distribución es muy parecida; tienen un enriquecimiento de las ETRL con respecto a las ETRP y presentan además anomalía negativa de Eu (Figura IIIC-7). Una pequeña distinción se puede observar con las muestras VVL56 y VVL67 analizadas por Vujovich (2003), donde las ETRP están considerablemente deprimidas. Esto podría responder a un control litológico; estas rocas fueron descritas como milonitas de grano fino y alto contenido de cuarzo (mayor al 85%; Vujovich, 2003).

El contenido de ETR en la **Formación La Paz** varía entre 177,11 y 365,89 ppm; el mismo está de acuerdo con su granulometría fina y vinculado probablemente a un protolito formado en parte por rocas pelíticas. El patrón de las tierras raras (Figura IIIC-8) se caracteriza por presentar los ETRL enriquecidos con respecto a los pesados, los que tienen una típica distribución subhorizontal. Todas las muestras tienen una importante anomalía de Eu producida probablemente por el contenido de plagioclasa. En general el patrón es similar al PAAS aunque están enriquecidas con respecto al mismo (Figura IIIC-8).

Las metareniscas carbonáticas de la **Formación el Desecho** (57,32 ppm) y de la Caliza Angacos (56,06 ppm) presentan una muy baja concentración de ETR en relación a la CCS. Probablemente debido al alto contenido, tanto de cuarzo como de carbonatos. Pero la muestra (M11) correspondiente a una esquistos calci-pelíticos



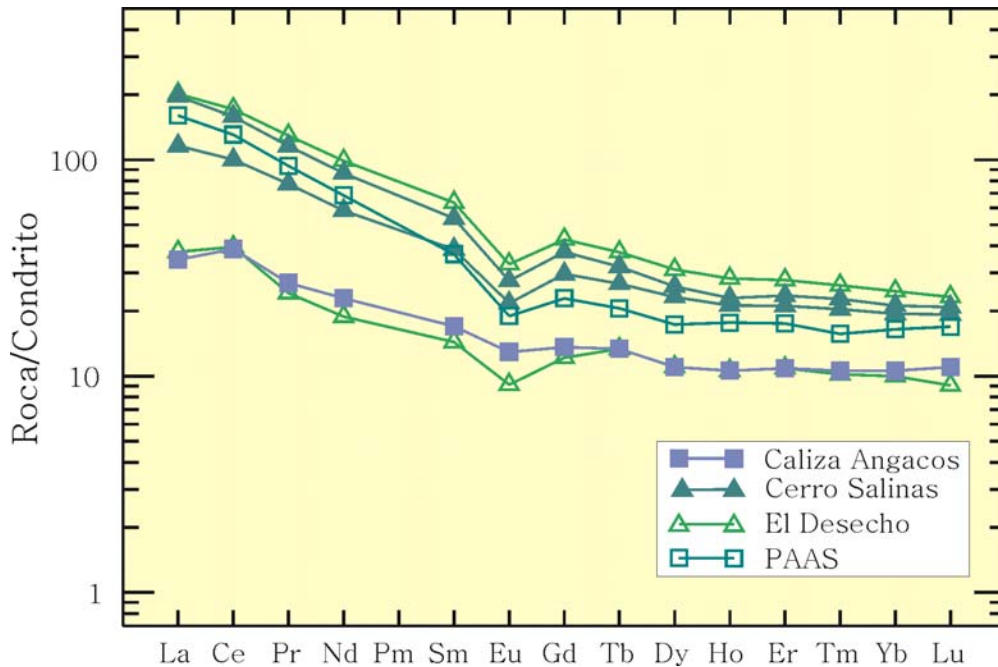
**Figura IIIC-8.** Diseño de los ETR normalizados al condrito (Sun y McDonough, 1989), se presentan las muestras de la Formación La Paz y también fueron anexados los valores del PAAS para comparación.

intercalada en la Formación El Desecho presenta un contenido de ETR elevado (252,67 ppm), el cual está acorde con la litología que representa. El diseño de normalización es similar al del PAAS, está enriquecida en las ETRL con respecto a las ETRP y posee una anomalía negativa de Eu importante (Figura IIIC-9).

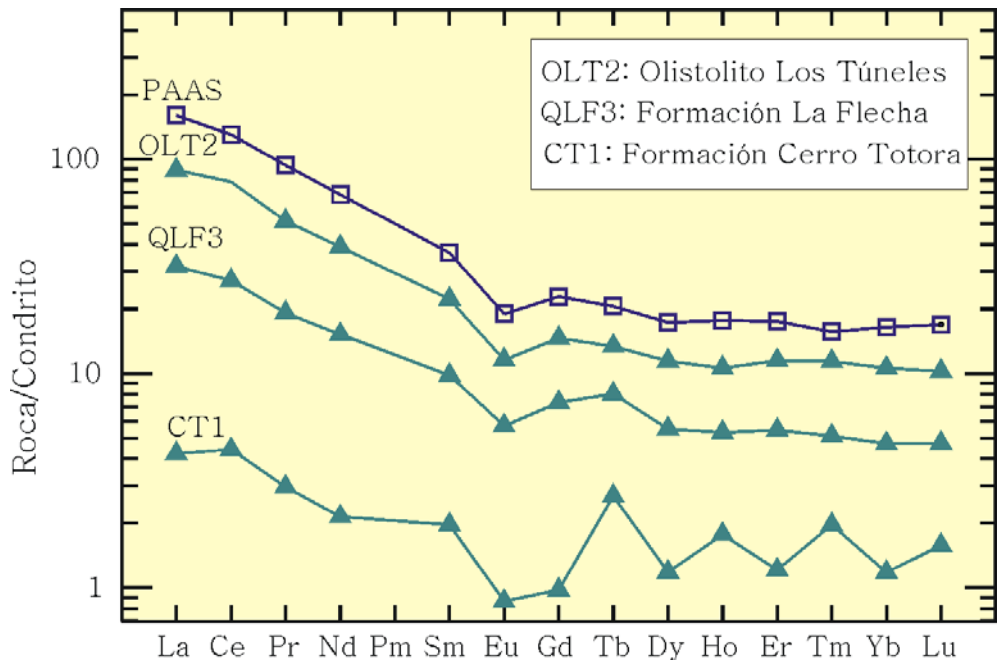
Al igual que la muestra anterior, los esquistos cuarzo-muscovíticos calcáreos colectados en el **cerro Salinas** (CSal2 y CSal3), presentaron un considerable contenido de ETR (152,52 y 230,41 ppm) respondiendo al tamaño de grano fino que poseen. Con respecto al PAAS el diseño es similar y también presentan una anomalía negativa importante de Eu (Figura IIIC-9).

Por otro lado, las muestras de las **unidades de la Precordillera** mostraron un variado contenido de ETR, caracterizándose por el bajo porcentaje con respecto al PAAS (Figuras IIIC-10 y 11). Las causas principales de la poca concentración de ETR es la litología de las rocas analizadas, ya que en su mayoría poseen un contenido apreciable de carbonatos y cuarzo. La muestra de composición calcárea QLF3 presentó un contenido de ETR de 40,3 ppm de acuerdo con su composición; la arenisca calcárea CT1 también está muy deprimida en los ETR (6,52 ppm), al igual

que las cuarcitas (CLN3 y CLN4) del Miembro Soldano que poseen 8,27 y 2,35 ppm respectivamente (Tabla VII). Esto está vinculado casi exclusivamente a un control mineralógico dominado por el porcentaje de los carbonatos y el cuarzo que presentan cada muestra (Tablas II y IV).

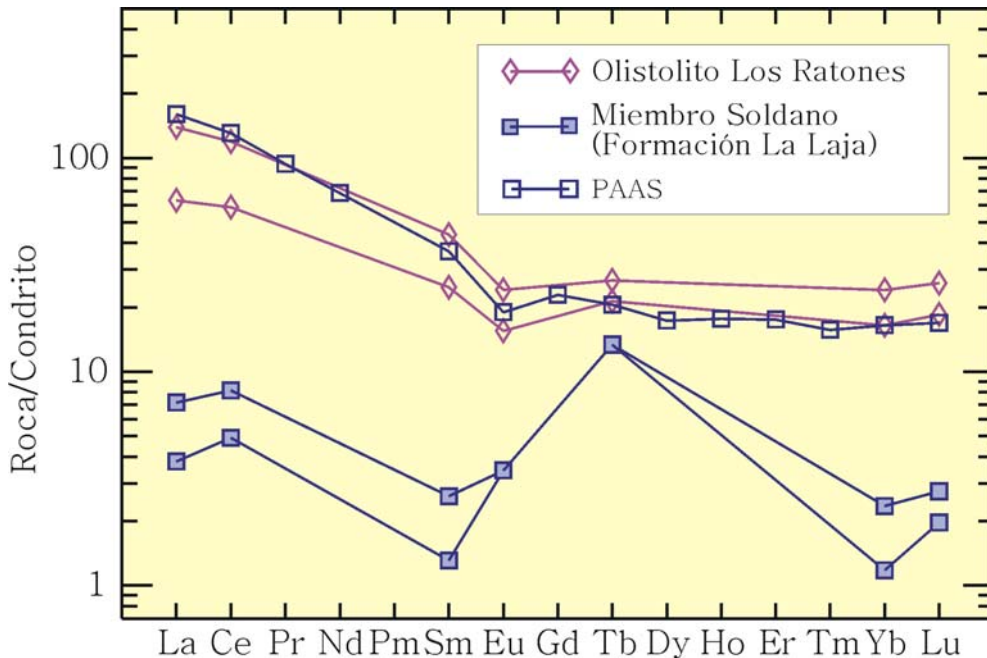


**Figura III-9.** Diseño de las tierras raras normalizadas al condrito pertenecientes a las unidades: Caliza Angacos, Formación El Desecho (Grupo Cauçete) y dos metasedimentos del Cerro Salinas. Valores del PAAS para su comparación.



**Figura III-10.** Diagramas de los ETR pertenecientes a las muestras elegidas de la Precordillera Oriental (CT1 y QLF3) y Occidental (OLT2). Se representan los valores del PAAS para su comparación.

Algo diferente ocurre con las muestras del Olistolito Los Ratones donde hay un aumento de la concentración de las ETR, la arenisca calcárea OLR1 tiene un total de 59,77 ppm, mientras que el conglomerado OLR2 tiene un total de 119,86 ppm, probablemente este contenido esté dado por los fragmentos de roca ígneos presentes.



**Figura IIIC-11.** Diagrama de tierras raras de las muestras cuarcíticas separadas del Miembro Soldano de la Formación La Laja, también se representan muestras elegidas del olistolito Los Ratones. Además se agregaron los valores del PAAS para su comparación.

## 7.- Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos con elementos traza

Los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos construidos a partir de elementos traza (Th, Sc, Zr, Hf y La) fueron usados desde los trabajos de Taylor y McLennan (1985), Bhatia y Crook (1986), McLennan (1990), y más recientemente por Bahlburg (1998) y Zimmermann (2005), entre otros. Sin embargo, en todos estos trabajos sale a la luz que las rocas sedimentarias producidas en un mismo ambiente tectónico pueden presentar firmas geoquímicas diferentes (McLennan *et al.*, 1990; Bahlburg, 1998). Por esta razón, las interpretaciones deben ser realizadas con mucha precaución y teniendo en cuenta otros estudios de control, tales como petrográficos e isotópicos.

En este trabajo fueron usados los diagramas Th-La-Sc y Sc-Th-Zr/10 para la discriminación de ambientes tectónicos presentados por Bhatia y Crook (1986). Estos autores definieron en estos triángulos cuatro ambientes tectónicos principales: arcos

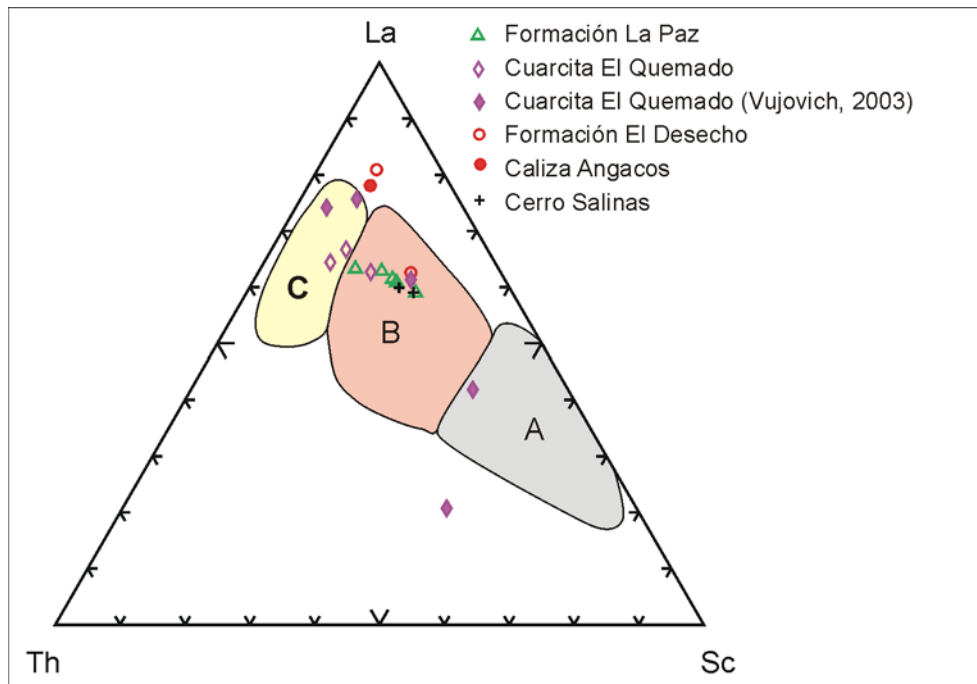
de islas oceánicas, arcos de islas continentales, márgenes continentales activos y márgenes pasivos (Figuras IIIC12 a 15).

Según Bhatia y Crook (1986) el ambiente de arcos de islas oceánicas corresponden a los arcos volcánicos formados sobre una corteza oceánica (arcos de islas oceánicas) o continental muy delgada (ej. margen noroccidental del Pacífico, islas Aleutianas), y a las cuencas vinculadas a este ambiente: antearco y retroarco. Los arcos de islas continentales son descritos por los autores de forma similar al anterior, pero el arco volcánico está implantado sobre una corteza continental gruesa o sobre un margen continental atenuado, las cuencas vinculadas son principalmente de intra e interarco y de retroarco (margen continental activo con extensión en la placa cabalgante) (ej. mar de Japón; Bhatia y Crook, 1986). Los márgenes continentales activos están desarrollados por un arco implantado sobre una corteza continental gruesa, generalmente vinculados a un basamento cristalino, con desarrollo de cuencas de antepaís, y/o cuencas marginales; también incluyen en este campo las cuencas relacionadas a fallamiento transcurrente (ej. margen andino actual). Por último, definen el ambiente tectónico de margen pasivo (ej. tipo Atlántico), donde las cuencas están desarrolladas sobre una corteza continental, generalmente son pericratónicas; en este campo quedan incluidas las cuencas tipo rift.

En el diagrama Th-La-Sc (Figura IIIC-12) las metasedimentitas de la Formación La Paz caen en el campo de arco de islas continentales. Sucede lo mismo con las filitas carbonáticas del cerro Salinas (CSal2 y CSal3) y los esquistos calci-pelíticos de la Formación El Desecho (M11). Las muestras de la Cuarcita El Quemado se comportan de manera bastante diferente, por un lado un grupo de muestras (QLPcz2, CV1, VVL41, VVL56) caen dentro del campo de margen pasivo y/o margen continental activo, mientras que otro conjunto (QGM1, VVL45) se ubica cerca de las muestras de la Formación La Paz, en el campo de los arcos de islas continentales. La muestra VVL47 está dentro del campo de arcos de islas oceánicas y VVL67 proyecta afuera de los tres campos graficados por Bhatia y Crook (1986), de igual forma que las muestras QLi1 de la Caliza Angacos y M8 de la Formación El Desecho. Estas dispersiones en la proyección probablemente estén indicando una mezcla de áreas fuente diferentes, dando como resultado una variación en los diagramas de discriminación del ambiente tectónico.

El segundo diagrama usado como discriminador de ambientes tectónicos -Sc-Th-Zr/10- (Figura IIIC-13) es útil para separar sedimentos provenientes de ambientes de margen pasivo de aquellos relacionados con un margen continental activo. En este gráfico las rocas de la Formación La Paz se dispersan mucho más que en el anterior; la muestra M6 cae dentro del campo de margen pasivo y/o rift. Otras dos muestras

(M3 y PP500), en concordancia con el diagrama anterior, se ubican dentro de los arcos de islas continentales y las dos restantes (M5 y PP503) no están incluidas en ningún campo. Hay que destacar que las muestras de la Cuarcita El Quemado se ubican en su gran mayoría en el sector de margen pasivo y/o rift o muy cercano a éste. Las dos muestras de la Formación El Desecho se observan distantes, una (M8) está muy cerca del grupo de muestras de la Cuarcita El Quemado, mientras que la otra (M11) cae en el campo de arco de islas continentales.

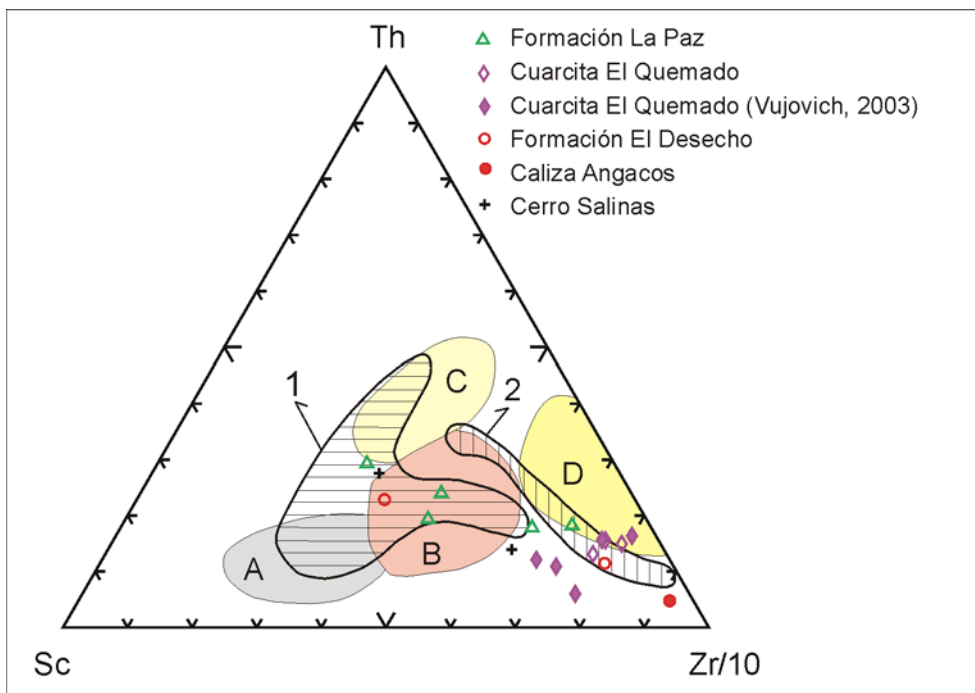


**Figura IIIC-12.** Diagrama de discriminación Th-La-Sc de ambientes tectónicos (modificado de Bhatia y Crook, 1986). Proyección de las muestras del Grupo Caucete y de los cerros Salinas y Valdivia. A: Arco de islas oceánicas, B: Arco de islas continentales, C: Margen continental activo-Margen pasivo.

La metarenisca calcárea perteneciente a la Caliza Angacos muestra un alto grado de reciclaje evidenciado por el fraccionamiento del Zr por lo que proyecta muy cerca del vértice de este elemento. Por otro lado, los metasedimentos del cerro Salinas no proyectan en ningún campo de la Figura IIIC-13 pero se ubican muy cerca del sector de los arcos de islas continentales.

En este diagrama (Figura IIIC-13) también han sido incluidos, para su comparación, los campos de los depósitos turbidíticos profundos de márgenes activos y márgenes pasivos actuales analizados en los trabajos de McLennan *et al.* (1990) y Bahlburg (1998). Se puede observar que la mayoría de las muestras de la Formación La Paz coinciden con el campo de los márgenes activos actuales, y a su vez proyecta en este campo una muestra de la Formación El Desecho (M11) y otra del cerro Salinas (Figura IIIC-13). Por otro lado, las muestras de la Cuarcita El Quemado quedan

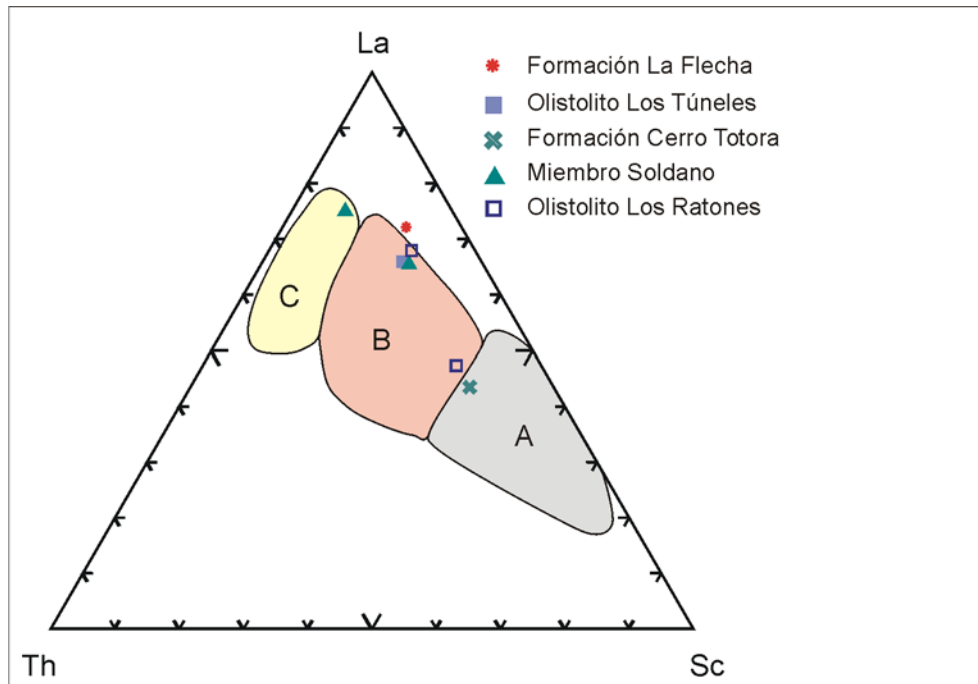
representadas mayormente en el campo de los márgenes pasivos actuales; de la misma manera que las muestras de la Formación la Paz (M6), del cerro Salinas y de la Formación El Desecho (M8); por último, la muestra QLi1, correspondiente a la Caliza Angacos, se ubica muy cerca al campo de los márgenes pasivos actuales (Figura IIIC-13).



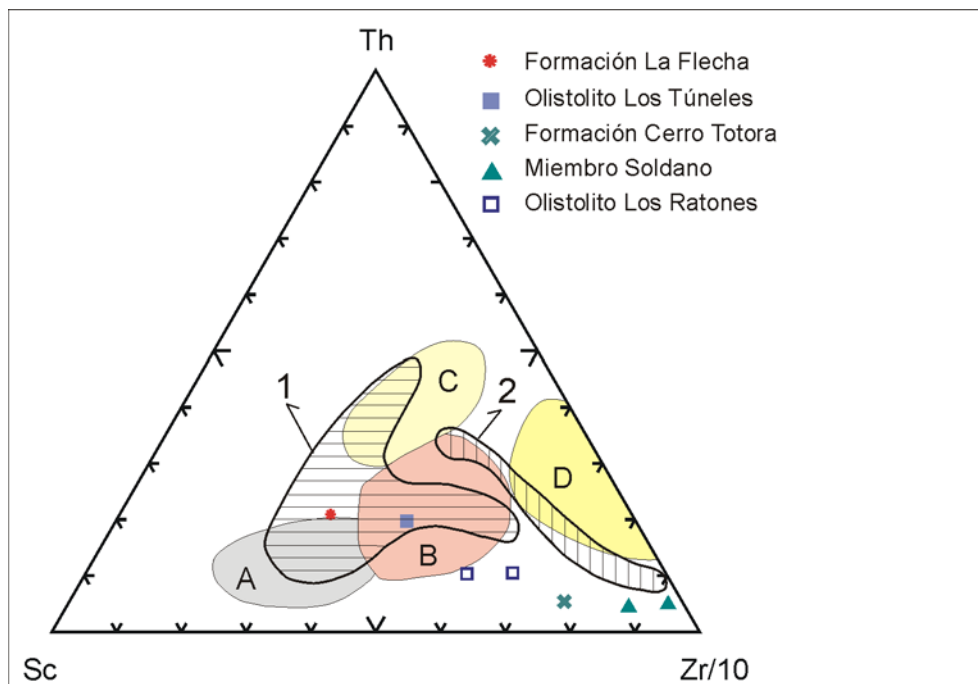
**Figura IIIC-13.** Diagrama Sc-Th-Zr/10 para discriminación de ambientes tectónicos (según Bhatia y Crook, 1986). Fueron graficadas las mismas muestras de las unidades de la Figura IIIC-11. A: Arco de islas oceánicas, B: Arco de islas continentales, C: Margen continental activo, D: Margen pasivo. Se han proyectado el campo de los depósitos turbidíticos profundos de márgenes activos (1) y de márgenes pasivos (2) actuales (McLennan *et al.*, 1990; Bahlburg, 1998) para su comparación.

A modo de comparación fueron graficadas algunas muestras representativas de diferentes unidades de la Precordillera. En el diagrama Th-La-Sc (Figura IIIC-14) las muestras pertenecientes al Miembro Soldano, se ubican en los campos de arco de islas continentales (B) y de margen continental activo (C). Las muestras del Olistolito Los Ratones (OLR1 y OLR2) caen dentro del campo de arco de islas continentales junto con la muestra de limolita del Olistolito Los Túneles (OLT2). Por otro lado, la muestra de la Formación Cerro Totora (CT1) se diferencia sustancialmente porque está dentro del sector de los arcos de islas oceánicas y la caliza de la Formación La Flecha (QLF3) está ubicada afuera de los tres campos del gráfico.

En el segundo diagrama ternario compuesto por Sc-Th-Zr/10 las muestras de la Precordillera están mucho más dispersas aún. Solamente la muestra del Olistolito Los



**Figura IIIC-14.** a) diagrama Th-La-Sc discriminador de ambientes tectónicos (según Bhatia y Crook, 1986). Se observan la ubicación de las diferentes muestras de las unidades estudiadas de la Precordillera. A: Arco de islas oceánicas, B: Arco de islas continentales, C: Margen continental activo.

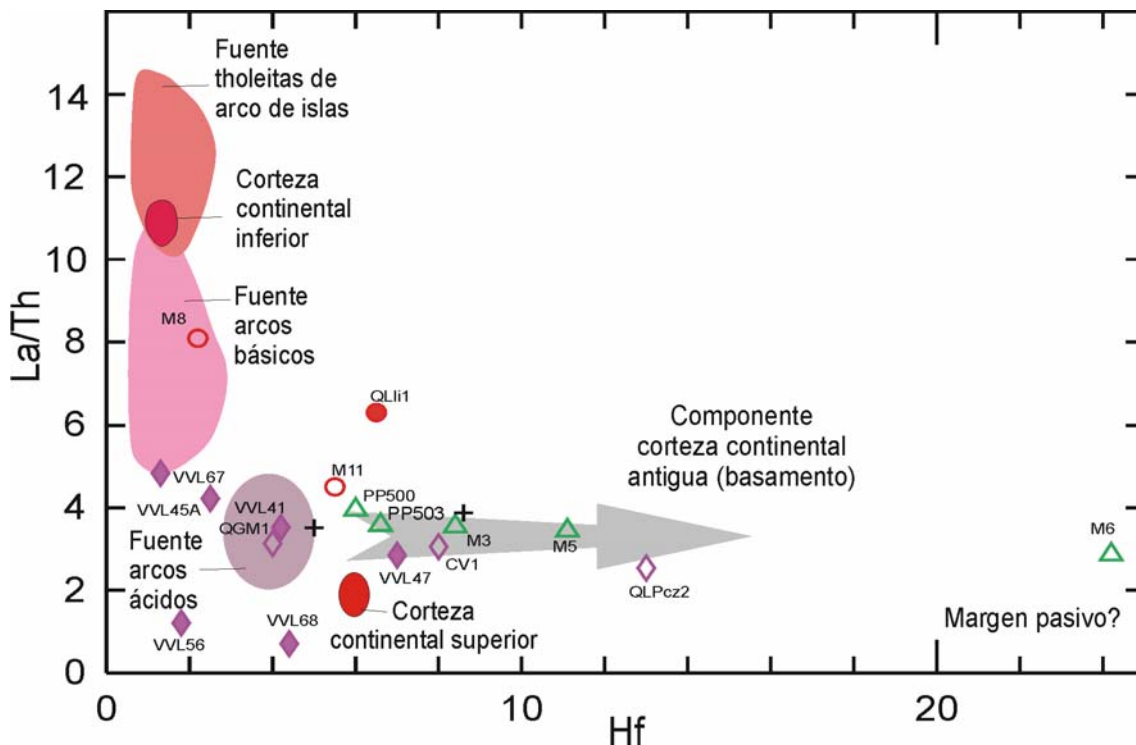


**Figura IIIC-15.** Diagrama Sc-Th-Zr/10 (según Bhatia y Crook, 1986) donde se proyectaron las muestras de las unidades estudiadas de la Precordillera. A: Arco de islas oceánicas, B: Arco de islas continentales, C: Margen continental activo, D: Margen pasivo. Se han proyectado el campo de los depósitos turbidíticos profundos de márgenes activos (1) y de márgenes pasivos (2) actuales (McLennan *et al.*, 1990; Bahlburg, 1998) para su comparación.

Túneles cae dentro del campo de los arcos de islas continentales (Figura IIIC-15). A su vez, se proyectaron los campos de los depósitos turbidíticos profundos de márgenes

activos y de márgenes pasivos actuales para su comparación (según McLennan *et al.*, 1990; Bahlburg, 1998). En este gráfico se observan las muestras OLT2 (Olistolito Los Túneles) y QLF3 (Formación La Flecha) dentro del campo de los márgenes activos. Sin embargo, cabe destacar que las muestras (CLN3 y CLN4) del Miembro Soldano están muy cerca del campo de los márgenes pasivos actuales (Figura IIIC-15).

Floyd y Leveridge (1987) utilizaron la relación La/Th versus Hf (Figura IIIC-16) para determinar la procedencia de sedimentos y metasedimentos, discriminando diferentes áreas fuente. El mismo, está basado en el estudio de depósitos turbidíticos de ambiente profundo y edad devónica, los que fueron interpretados por estos autores como derivados de un arco magmático disectado. Estos autores destacan que los sedimentos derivados de un arco de composición dominante ácida se caracterizan por tener una relación de La/Th uniforme y baja (aproximadamente 4) y un contenido de Hf entre 3 y 7 ppm. En general, el contenido en Hf está relacionado con la abundancia de circon, ya que entra en su estructura cristalina. Por consiguiente, si el área fuente está enriquecida en circones (ej. metasedimentitas, rocas plutónicas ácidas a intermediadas) aumentará el contenido en Hf en los sedimentos provenientes de la misma (Figura IIIC-16) (Floyd y Leveridge, 1987).



**Figura IIIC-16.** Gráfico La/Th vs. Hf donde se puede observar la procedencia desde diferentes tipos de fuentes corticales. Se ubicaron las muestras pertenecientes al Grupo Cauce y de los cerros Valdivia y Salinas. Los símbolos de cada unidad se corresponden con los de la Figura IIIC-13. Modificado de Floyd y Leveridge (1987) y Zimmermann (2005).

Tanto las rocas ricas en filosilicatos de la Formación La Paz y del cerro Salinas se ubican próximas al promedio de la composición de la corteza continental superior, pero con una tendencia hacia una componente relacionada a una corteza continental antigua (basamento).

Las muestras de la Cuarcita El Quemado parecen comportarse como mezcla de varias fuentes. Las muestras (QLPcz2, CV1, VVL47) siguen el mismo patrón que la Formación La Paz, vinculadas a una corteza continental antigua, con enriquecimiento de Hf. Sin embargo, otro grupo (QGM1 y VVL41) posee una signatura geoquímica similar a los arcos ácidos, con bajos contenidos de Hf y baja relación La/Th (véase Figura IIIC-16). Por otro lado, las muestras VVL45A y VVL67, se acercan más al campo de los arcos de composición básica.

Las dos muestras de la Formación El Desecho tienen un comportamiento dispar; la metarenisca carbonática (M8) se proyecta dentro del campo de los arcos de composición básica, acercándose a la composición de la corteza continental inferior. Mientras que la metapelita carbonática (M11) se acerca más hacia una composición comparable con la corteza continental superior.

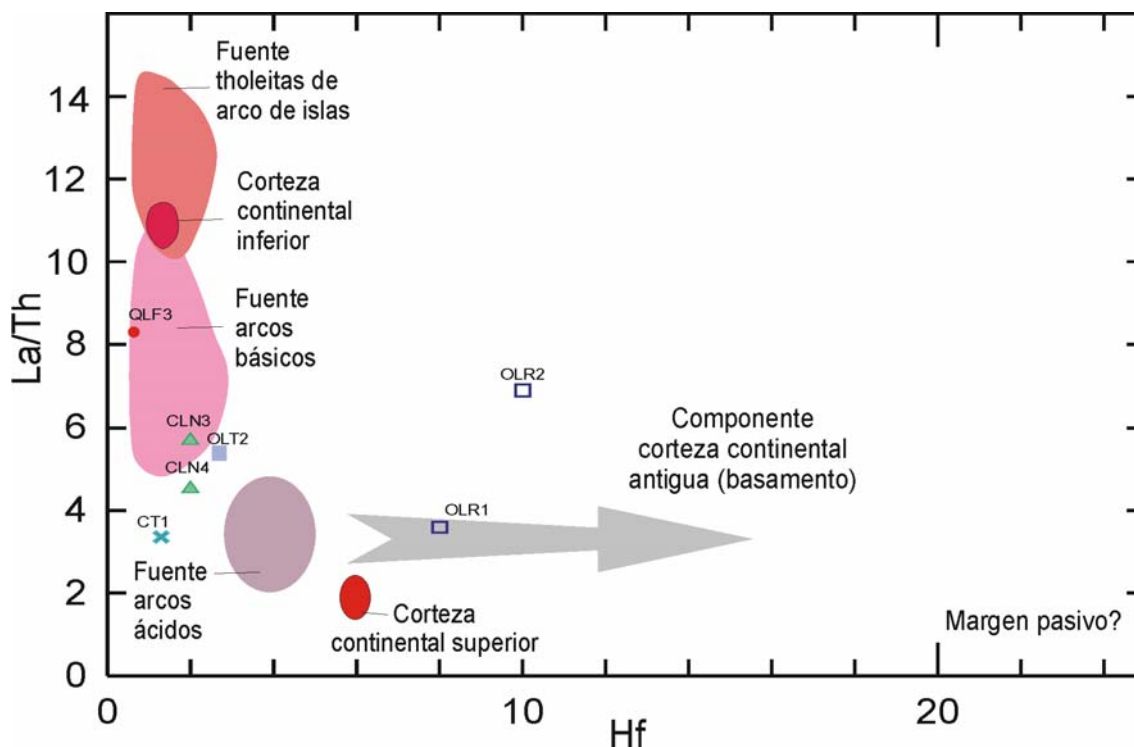
A modo de comparación se proyectaron las sedimentitas analizadas de la Precordillera, y como se puede observar en la Figura IIIC-17, cuatro de las muestras mostraron valores intermedios en las relaciones La/Th (3,33 – 5,66) y de contenido en Hf (1,3 – 2,7). Estas corresponden a las areniscas cuarzosas del Miembro Soldano (CLN3 y CLN4), a la limolita del Olistolito Los Túneles (OLT2) y a la arenisca carbonática de la Formación Cerro Totorá (CT1). Estos valores son similares a las muestras de metareniscas cuarzo feldespáticas (VVL67 y VVL45A) de la Cuarcita El Quemado (Figura IIIC-17). La muestra del Olistolito Los Ratones (OLR1) se separa ligeramente de este conjunto por su mayor contenido en Hf.

Por último, la muestra QLF3, de composición calcárea, de la Formación La Flecha, presenta una alta relación La/Th (8,33) y menor contenido en Hf (0,5) con respecto a las anteriores. La muestra OLR2, matriz silicoclástica de un conglomerado, presenta valores bastante elevados de La/Th y de Hf, proyectando fuera del resto de las muestras estudiadas.

## **8.- Discusión**

En las muestras estudiadas, la geoquímica de los elementos mayoritarios mostró como rasgos más importantes controles tanto mineralógicos como litológicos. Las metasedimentitas (filitas y esquistos con filosilicatos, además de cuarzo,

feldespatos y carbonatos) de las formaciones La Paz y El Desecho y del cerro Salinas poseen un moderado porcentaje de sílice y alta alúmina (véase Tabla IV) asociado a la abundancia de filosilicatos y plagioclasas. Cabe destacarse que las muestras de la Formación La Paz y del cerro Salinas siguen un tren ideal de meteorización, indicando probablemente que los sedimentos provengan de una fuente similar (Figura IIIC-4).



**Figura IIIC-17.** La/Th vs. Hf, proyección de las muestras pertenecientes a la Precordillera, los símbolos de cada unidad se corresponden con los de la Figura IIIC-14. Modificado de Floyd y Leveridge (1987) y Zimmermann (2005).

Diferente es la situación de las muestras de la Cuarcita El Quemado y del cerro Valdivia, donde el porcentaje de SiO<sub>2</sub> es muy elevado (véase Tabla IV), evidenciando que el protolito de estas metasedimenitas es muy cuarzoso. A su vez, en estas muestras el componente feldespático es claro y se ve reflejado en los contenidos relativamente elevados de K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O (Tabla IV). Por otro lado, de acuerdo con el CIA (véase Figura IIIC-4) se pueden separar dos grupos de muestras que sugieren dos áreas de procedencia diferentes; uno que se acerca al campo composicional de una roca ígnea típica y con muy poca alteración; y el otro con un tren de meteorización muy diferente indicando probablemente un elevado metasomatismo potásico (Figura IIIC-4).

Las rocas analizadas de la Precordillera arrojaron en su gran mayoría, como era de esperar por los estudios petrográficos, un alto contenido en CaO, excepto las muestras CLN4 y OLR2 que son las que tienen más contenido de cuarzo.

En lo que respecta a los elementos traza más importantes, las muestras del Grupo Cauçete tienen valores de Th/Sc muy cercanos a la composición media de la corteza continental superior (0,79). Las rocas de composición más silicoclásticas pertenecientes a la Cuarcita El Quemado, Formación La Paz y Caliza Angacos (QGM1, QLPcz2, VVL67, VVL41, M6, CV1, QLLi1) presentan un claro fraccionamiento de los minerales pesados, especialmente circón. Esto sugiere una tendencia hacia un sedimento reciclado indicando un ambiente tectónico de margen pasivo (Figura IIIC-5).

Por otro lado, en esta misma figura, se observa un agrupamiento de muestras del Grupo Cauçete (PP503, PP500, M11, VVL47, VVL68, VVL45A), con valores inferiores al promedio de la CCS, que sugieren una procedencia desde una fuente con rocas menos evolucionadas y de composición máfica. Esto también se ve apoyado por los valores de V, enriquecidos con respecto al valor medio de la CCS, que fueron encontrados en la mayoría de las muestras de la Formación La Paz (M3, M6, PP500, PP503) y del cerro Salinas.

Algo similar sucede para esta última unidad con los valores de Sc, los que presentan un contenido entre 15 y 25 ppm, en general por encima del promedio de la CCS. En la Cuarcita El Quemado hay pequeñas evidencias de alguna componente máfica en la fuente, existen valores bajos de Th/Sc (mucho menor a 0,6) y además una muestra (VVL68; Vujovich, 2003) posee una anomalía considerable de Cr.

En las rocas analizadas de la Precordillera el mayor problema es que presenta un alto contenido en carbonatos, y por ende un bajo contenido de elementos traza. A pesar de ello, podemos ver que el conjunto se ubica en el mismo sector de los metasedimentos que presentan menor fraccionamiento de elementos traza del Grupo Cauçete (Figura IIIC-5, óvalo sombreado). Sólo la muestra CLN3 se aleja del grupo hacia el sector con fraccionamiento de Zr, debido a la mayor abundancia de circón.

El contenido y el patrón de las ETR también se encuentran íntimamente relacionados con las diferentes litologías de las rocas estudiadas. Los esquistos y filitas cuarzo-micáceos de las Formaciones La Paz y El Desecho, y del cerro Salinas presentan un patrón de las ETRL enriquecido con respecto a las ETRP indicando un origen a partir de la CCS, lo cual a su vez queda evidenciado por el ligero enriquecimiento con respecto al PAAS.

Las muestras de la Cuarcita El Quemado, del cerro Valdivia, y las metareniscas calcáreas de la Caliza Angacos y Formación El Desecho presentaron un patrón similar al del PAAS pero mucho más deprimido. Esto está relacionado a la composición cuarzosa y granulometría gruesa del probable protolito sedimentario de estas muestras. Este patrón indica, al igual que las muestras anteriores, una procedencia de la CCS, aunque más deprimido, por la naturaleza de estas rocas.

Algunas muestras presentan un enriquecimiento en las ETRP el cual es interpretado como asociado al fraccionamiento sedimentario de minerales pesados, tales como circones, granates y monacitas observados al microscopio. Otras muestras están deprimidas en las ETRP, y se interpreta como vinculado a un control granulométrico, ya que son rocas de grano muy fino y recrystalizadas.

Por otra parte, las muestras del Miembro Soldano y Formación Cerro Totorá de la Precordillera fueron las que presentaron el menor contenido de ETR; su patrón de las ETRL y ETRP es bastante diferente al patrón de comparación del PAAS. Estas diferencias pueden deberse a la composición de las rocas analizadas, areniscas con cemento carbonático (CLN3 y CT1) o cuarzosa (CLN4). No sucede lo mismo con las muestras de la Formación La Flecha (QLF3), las de los Olistolitos Los Ratones (OLR1, OLR2) y Los Túneles (OLT2); las correspondientes a los olistolitos presentan mayor abundancia en material silicoclástico y si bien están deprimidas en su contenido con respecto al PAAS, su diseño es similar sugiriendo una procedencia desde una CCS para estas rocas.

En los diagramas de discriminación tectónica se detecta una clara diferencia entre las unidades del Grupo Cauce. En el gráfico Th-La-Sc (Figura IIIC-12) la Formación La Paz se ubica dentro del campo de arcos de islas continentales, junto con las muestras del cerro Salinas y la Formación El Desecho, sugiriendo un ambiente relacionado con un arco magmático. En el segundo gráfico donde participan el Sc-Th-Zr/10 (Figura IIIC-13) las muestras de estas unidades proyectan mayormente en el campo de las turbiditas vinculadas a un arco magmático actual. Excepto las muestras M6 (Formación La Paz) y M8 (Formación El Desecho) que caen en el campo de las turbiditas de márgenes pasivos actuales.

Por otro lado, las muestras de la Cuarcita El Quemado nuevamente se separan en dos grupos (Figura IIIC-12): el primero se ubica dentro del campo de arcos continentales y/o margen pasivo, y el segundo en el ambiente de arcos de islas continentales. Sin embargo, en el diagrama Sc-Th-Zr/10, que permite discriminar entre los ambientes de márgenes activos de los de márgenes pasivos, gran parte de las muestras de la Cuarcita El Quemado se ubicaron dentro del ambiente tectónico de margen pasivo o rift, y en concordancia con el área de las turbiditas de márgenes pasivos actuales (según McLennan *et al.*, 1990; y Bahlburg, 1998). La muestra silicoclástica intercalada en la Caliza Angacos (QLli1) no proyecta en ningún campo pero se acerca al vértice del Zr indicando el grado de fraccionamiento de este elemento por los circones, sustentando la idea de un ambiente de margen pasivo.

## 9.- Interpretaciones sobre la procedencia sedimentaria

En síntesis, se puede apreciar que la mayoría de las muestras del Grupo Caucete siguen una tendencia similar a la mostrada por los sedimentos depositados en los márgenes pasivos actuales pero con algunas componentes de distinta composición en el área fuente.

Los elementos mayoritarios, dominados por un elevado contenido de  $\text{SiO}_2$ , de las metamorfitas de la Cuarcita El Quemado y del cerro Valdivia, permitieron interpretar al protolito de estas rocas como areniscas cuarzosas, feldespáticas y muscovíticas. A su vez, se pudieron distinguir dos grupos de muestras probablemente vinculadas a su procedencia: un grupo (CV1, VVL47 y QGM1) de composición similar a una roca ígnea típica y sin evidencias de alteración; y el otro (VVL56, VVL45A, VVL67 y VVL41) con evidencias de metasomatismo potásico (Figura IIIC-4).

Los elementos traza más importantes evidenciaron una procedencia desde una corteza continental superior; esto también se observó con los elementos de las tierras raras, los que presentaron un patrón similar al PAAS, aunque las ETR están deprimidas con respecto a este debido al alto contenido en cuarzo de estas rocas.

Por otro lado, se observó en muchas muestras un claro fraccionamiento de los elementos traza por parte de los minerales pesados, especialmente por circón. Esto refleja la presencia de sedimentos muy reciclados, como los que se observan en la mayoría de los márgenes pasivos actuales.

En los diagramas de discriminación tectónica, especialmente Sc-Th-Zr/10 (Figura IIIC-13), las muestras del cerro Valdivia y de la Cuarcita El Quemado se ubicaron mayormente en el campo de los márgenes pasivos ratificando lo expuesto anteriormente. La muestra M8 de la Formación El Desecho y QLi1 de la Caliza Angacos están incluidas en este diagrama con este conjunto de muestras.

En el gráfico La/Th versus Hf también se evidencia que las muestras QLPcz2 y CV1 tienen una tendencia hacia una procedencia desde un área fuente con rocas corticales antiguas (basamento) y probablemente vinculadas a un ambiente de margen pasivo. Sin embargo, hay muestras (VVL47, VVL67 y VVL45A) que se alejan de este campo en la Figura IIIC-13, y que en el gráfico La/Th versus Hf proyectan en un sector intermedio entre las áreas fuente de arcos de composición ácida y básica (Figura IIIC-16).

Todo esto sugiere que el ambiente tectónico de depositación de la Cuarcita El Quemado y de la cuarcita del cerro Valdivia pudo haber sido un margen pasivo. La procedencia sedimentaria, a través del análisis de los elementos traza, refleja dos

áreas fuente: rocas de una corteza antigua –basamento metamórfico- y una fuente magmática de composición ácida y en menor proporción básica.

Por otro lado, se agruparon las rocas de la Formación La Paz, del Cerro Salinas y la muestra M11 de la Formación El Desecho debido a su afinidad mineralógica y geoquímica. La mayoría de estas muestras mostraron una procedencia desde una corteza continental superior indicada por la composición de los elementos traza y la distribución de los ETR similar al PAAS.

Por otro lado, hay que destacar que la mayoría de las muestras de la Formación La Paz (M3, M6, PP500 y PP503) presentaron una concentración elevada de elementos como V, Cr y Sc, sugiriendo un aporte desde rocas menos evolucionadas, de composición básica.

Como fue observado anteriormente, en los diagramas de discriminación tectónica estas rocas proyectan en el campo de los arcos magmáticos, excepto la muestra (M6) que caen en el campo de los márgenes pasivos, lo que es consistente con el importante fraccionamiento observado de los elementos traza por parte de los minerales pesados. Esta disyuntiva también se ve reflejada en el diagrama de la Figura IIIC-16 (La/Th vs. Hf), donde en general las muestras de la Formación La Paz, del cerro Salinas y la muestra M11 de la Formación El Desecho presentaron una procedencia desde una corteza continental antigua –basamento metamórfico-.

En síntesis, de acuerdo a lo visto anteriormente, en las formaciones La Paz, El Desecho (M11) y cerro Salinas, habría tres áreas fuentes para estos metasedimentos. Las áreas fuentes serían: 1) rocas basamentales: evidenciado por el fraccionamiento de elementos traza, tal como el circonio y el hafnio, por parte de minerales pesados, 2) rocas de arco magmático: relacionado al comportamiento del Sc, Th y Zr en los diagramas de discriminación tectónica, y 3) corteza poco evolucionada: de acuerdo a las relaciones Th/Sc y Zr/Sc, y al enriquecimiento en elementos como Cr, V y Sc. Estas rocas, de acuerdo a estos parámetros, pueden ser interpretadas tanto como depositadas en un margen continental activo o en un margen pasivo. La interdigitación que muestran los sedimentos de la Formación La Paz con las metareniscas de la Cuarcita El Quemado, sugiere que el ambiente depositacional más probable corresponda a un margen pasivo.

Con respecto a las muestras estudiadas del sector precordillerano, la composición geoquímica de los elementos mayoritarios, traza y de las tierras raras se vieron fuertemente controlados por la litología, dominada por calizas, en la mayoría de las muestras. Sólo se pudo establecer una concordancia con respecto a los valores de Th/Sc – Zr/Sc con algunas de las muestras del Grupo Cauçete (Figura IIIC-6) sugiriendo un indicio de correlación de las áreas de procedencia.

En los diagramas discriminantes de Bhatia y Crook (1986) las muestras están muy dispersas, lo que se interpretó como relacionado con la naturaleza mayormente carbonática de las mismas y la poca abundancia de los elementos traza. Sólo las areniscas cuarzosas del Miembro Soldano (CLN3 y CLN4), que proyectaron cerca de los márgenes pasivos actuales (Figura IIIC-15, Sc-Th-Zr/10), mostraron un comportamiento similar a las metareniscas del Grupo Caucete. En la misma figura solamente una muestra perteneciente al Olistolito Los Túneles proyectó en el campo de los arcos activos; las demás muestras tienen sólo una tendencia hacia el vértice del Zr, sin caer en ningún campo, sugiriendo un fraccionamiento sedimentario por parte de minerales pesados, principalmente circón.

## D.- GEOLOGÍA ISOTÓPICA

### 1.- Isótopos estables (C, O) y Sr natural en carbonatos marinos

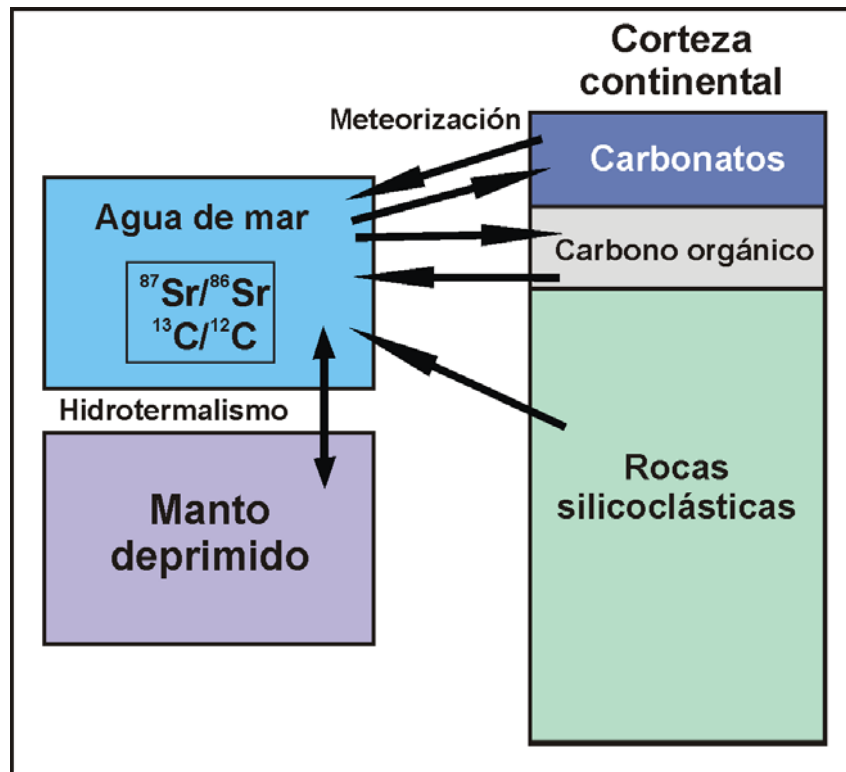
#### a.- Introducción

Los estudios basados en las variaciones sistemáticas de las composiciones isotópicas de elementos presentes en las rocas carbonáticas, constituyen herramientas importantes para el análisis de la evolución de cuencas sedimentarias marinas, especialmente desarrolladas durante el lapso clave en la historia de la Tierra como es el Neoproterozoico-Paleozoico Inferior. Los datos isotópicos aportan información valiosa sobre posible edad de sedimentación-diagénesis, desarrollo de eventos metamórficos, características de ambientes tectono-sedimentarios, procedencia del material y definición de áreas fuente.

Particularmente, la determinación de las relaciones isotópicas del estroncio (Sr), carbono (C) y oxígeno (O) en rocas carbonáticas permite consignar en forma indirecta su edad y realizar comparaciones estratigráficas, tanto a escala local como regional, razón por la cual se utilizan frecuentemente en secuencias no fosilíferas. La edad, según lo expresado, se obtiene por intermedio de curvas de variación isotópica de dichos elementos en el agua de mar, que fueron construidas y calibradas utilizando numerosos análisis isotópicos realizados sobre secuencias bio-cronoestratigráficamente bien datadas a lo largo del registro geológico. Para el Fanerozoico estas curvas han sido compiladas y estudiadas entre otros por Burke *et al.* (1982), Popp *et al.* (1986), Veizer *et al.* (1997), Denison *et al.* (1998), Veizer *et al.* (1999) y Montañez *et al.* (1996, 2000). Más recientemente se publicaron nuevos aportes basados en las variaciones isotópicas de Sr (Jacobsen y Kaufman, 1999; Melezhik *et al.*, 2001) y C (Kaufman y Knoll, 1995) para el Neoproterozoico. Para éste momento, es conocido el limitado control bioestratigráfico existente, por lo que la quimioestratigrafía resulta una de las metodologías alternativas más apropiadas para su estudio (Kawashita, 1996 y referencias allí citadas).

Las variaciones en la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el agua de mar desde el Neoproterozoico hasta la actualidad (Burke *et al.*, 1982) se atribuyen principalmente a las fluctuaciones en la tasa de erosión y el aporte sedimentario desde las áreas continentales hacia las cuencas oceánicas (Figura IIID-1). Los intervalos con altas relaciones de Sr corresponden a los momentos donde son importantes las colisiones continentales y orogénesis (Derry *et al.*, 1994), mientras que las bajas relaciones son controladas por la actividad volcánica en los océanos y en mucho menor medida por la extensión de afloramientos basálticos en los continentes (Denison *et al.*, 1998). Sin

embargo, la vinculación precisa entre orogénesis, erosión, aporte de sedimentos y los cambios isotópicos en el agua de mar no es todavía bien conocida.



**Figura IIID-1.** Variación de las relaciones isotópicas del Sr y del C en el agua de mar y sus relaciones principales con el manto y la corteza continental. (Modificado de Jacobsen y Kaufman, 1999).

Las variaciones en la relación isotópica del carbono en el agua de mar (Kaufman y Knoll, 1995; Veizer *et al.*, 1999; Jenkyns *et al.*, 2002) se basan en el fraccionamiento isotópico asociado con la partición del reservorio global del carbono entre el reducido (carbono orgánico) y el oxidado (carbonato-bicarbonato-dióxido de carbono) debido a erosión continental, tasas de sedimentación global, productividad primaria, enterramiento del carbono orgánico y circulación oceánica.

Los cambios en la relación isotópica del oxígeno (Podlaha *et al.*, 1998; Jacobsen y Kaufman, 1999) están relacionados con el fraccionamiento isotópico asociado con variaciones en las temperaturas y en el balance evaporación-precipitación en el agua oceánica.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expresado, el presente capítulo comprende estudios sobre isótopos estables (carbono y oxígeno) y Sr natural ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), analizados sobre rocas esencialmente carbonáticas aflorantes en el terreno compuesto Cuyania (Figura IIID.2). El objetivo es ampliar la caracterización isotópica de las rocas calcáreas de bajo grado metamórfico que afloran en algunos sectores de las Sierras Pampeanas Occidentales, asignadas por distintos autores al lapso

Proterozoico Superior–Paleozoico Inferior, comparando los resultados con los correspondientes a los carbonatos fosilíferos cámbricos de la Precordillera. Esto permite aportar nueva información para el conocimiento paleogeográfico del terreno mencionado en el contexto de la evolución del margen proto-andino.

## **b.- Antecedentes**

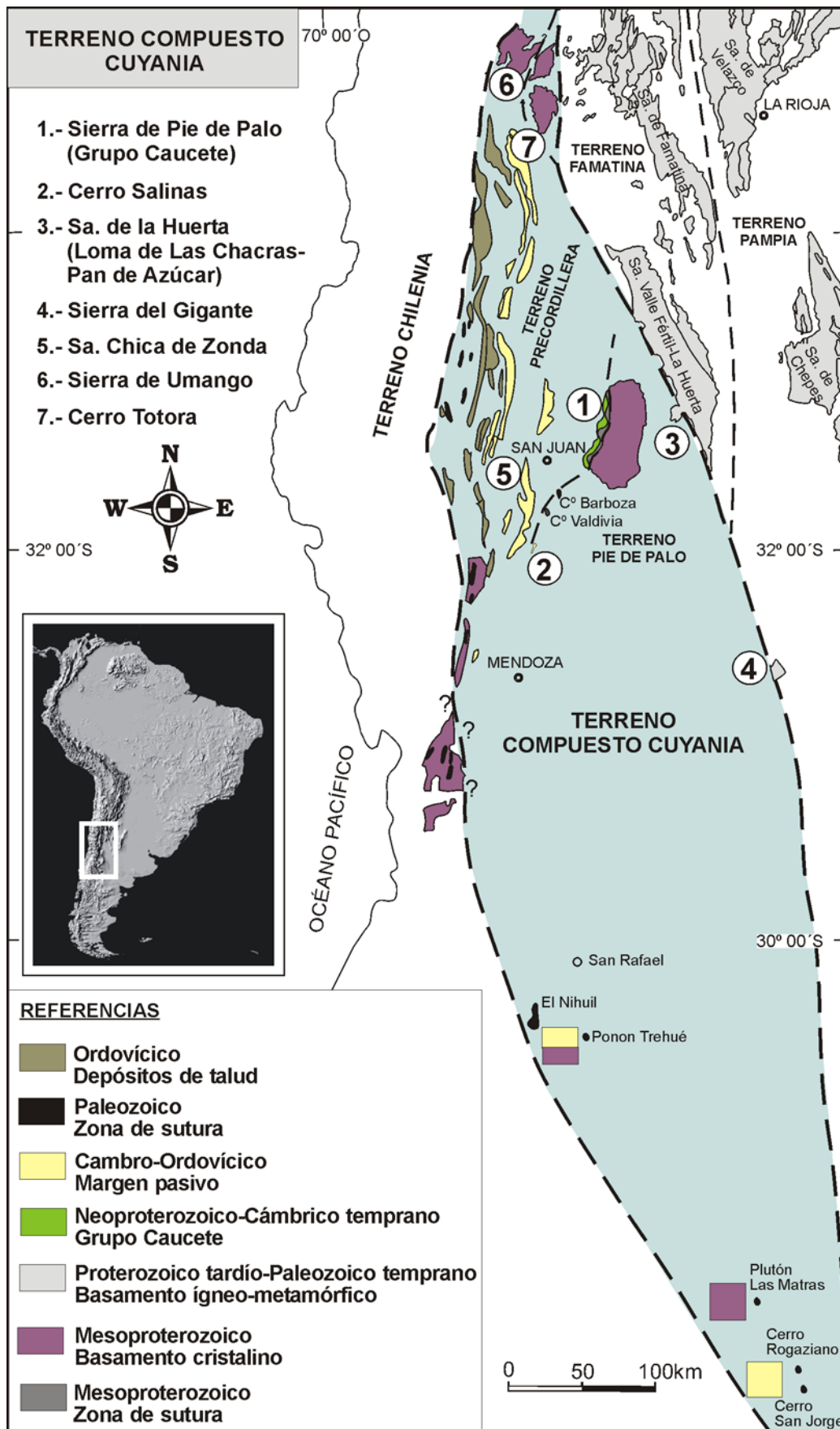
Los primeros trabajos realizados con isótopos estables, carbono y oxígeno, en carbonatos del terreno compuesto Cuyania (Figura IIID-2) fueron realizados por Linares *et al.* (1982). Estos autores, llegaron a la conclusión que las rocas carbonáticas del Grupo Cauce poseen un origen similar a las calizas del Cámbrico de la Formación La Laja en la Precordillera. Abbruzzi (1994) estudió también diferentes tipos de carbonatos en la sierra de Pie de Palo, y encontró relaciones de Sr comparables con el Cámbrico temprano para las calizas del Grupo Cauce y Neoproterozoicas para las calizas cristalinas.

Más tarde, Sial *et al.* (2001), analizaron las relaciones isotópicas de C y Sr en carbonatos aflorantes en el sector sur de la sierra de Pie de Palo y sugirieron una edad de depositación para el límite Neoproterozoico-Cámbrico, comparable en edad con la Formación Puncoviscana del noroeste Argentino.

En una reciente contribución Galindo *et al.* (2004), consideraron al Grupo Cauce como equivalente a la plataforma carbonática cámbrica de Precordillera, teniendo en cuenta los valores isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , coincidiendo en este sentido con las interpretaciones previas de Linares *et al.* (1982).

Thomas *et al.* (2001) compararon las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidas en las unidades evaporíticas de la Formación Cerro Totorá (Figura IIID-2) con las de la Formación Rome del sector sureste de Laurentia y concluyeron que las relaciones isotópicas del Sr son similares y por ende correlacionables. También señalaron que la edad cámbrica temprana registrada por los isótopos de Sr utilizando las curvas de Denison *et al.* (1998) es coincidente con la edad bioestratigráfica portadora de fauna de *Olenellus* de ambas unidades.

Por otro lado, en el extremo norte del terreno compuesto Cuyania, en la sierra de Umango (Figura IIID-2), se expone una sucesión de esquistos y mármoles con rocas anfíbolíticas intercaladas. El estudio de la composición isotópica del Sr y C realizado sobre los mármoles por Varela *et al.* (2001), permitió asignarle una edad neoproterozoica y fue correlacionada con la Unidad Difunta Correa de la sierra de Pie de Palo por Galindo *et al.* (2004).



**Figura IIID-2.** Bosquejo geotectónico con los lugares de afloramientos carbonáticos citados en el texto y la distribución de los terrenos en el centro-oeste de Argentina y Chile (modificado de Vujovich y Ramos, 1999).

En la Loma de Las Chacras (Figura IIID-2), al este de la sierra de Pie de Palo, afloran una serie de fajas de rocas calcáreas orientadas norte-sur que Bastías *et al.* (1984) describieron como calizas intercaladas tectónicamente con metamorfitas y que relacionan, por sus aspectos litológicos, con los carbonatos cambro-ordovícicos de la margen oriental de la Precordillera. Por otra parte, Vujovich (1995) definió el Mármol Pan de Azúcar para agrupar a este conjunto de rocas calcáreas junto con cuarcitas y esquistos micáceos miloníticos con metamorfismo de bajo grado. Ramos y Vujovich (2000) lo correlacionaron con los metasedimentos del Grupo Caucete. Castro de Machuca *et al.* (2002), sobre la base de un mapeo detallado de la zona del cerro Pan de Azúcar, describieron una secuencia carbonática integrada por calizas masivas de grano muy fino, con aspecto paquidérmico, presencia de nódulos de pedernal y estructuras de tipo estromatolíticas. Los autores sugieren en función de estos hallazgos una correlación entre la secuencia carbonática del cerro Pan de Azúcar y las calizas de la Formación La Flecha de la Precordillera de edad cámbrica superior. Galindo *et al.* (2004) mencionan que no es segura una correlación entre los carbonatos del cerro Pan de Azúcar y los del Grupo Caucete sobre la base de los valores isotópicos de Sr obtenidos en ambas unidades.

El último asomo a considerar con rocas carbonáticas lo conforma la sierra de El Gigante (Figura IIID-2) en la provincia de San Luis. Constituye éste un bloque aislado de basamento metamórfico en la región austral de las Sierras Pampeanas Occidentales (Gardini y Dalla Salda, 1997). Cabe destacar que Galindo *et al.* (2004) correlacionaron las rocas carbonáticas allí aflorantes, con las del Grupo Caucete sobre la base de estudios isotópicos (Sr y C), en coincidencia con lo expresado por Gardini y Dalla Salda (1997).

### **c.- Unidades estudiadas**

Las rocas analizadas son esencialmente carbonatos aflorantes en la sierra de Pie de Palo (Caliza Angacos), en el cerro Salinas y en la sierra de La Huerta (cerro Pan de Azúcar y Loma de las Chacras), y calizas no metamorfizadas del Cámbrico de la Precordillera Oriental de San Juan (Figura IIID-2). Los resultados obtenidos se discuten en el contexto regional con los valores publicados por Linares *et al.* (1982) y Sial *et al.* (2001; 2003) en las Formaciones La Laja y La Flecha y en el Grupo Caucete; con los presentados por Galindo *et al.* (2004) para la Unidad Difunta Correa, Grupo Caucete y en calizas cambro-ordovícicas de Precordillera; con los obtenidos por Varela *et al.* (2001) para los carbonatos de la sierra de Umango y con los valores

publicados por Buggisch *et al.* (2003) para calizas de la Precordillera. También fueron comparados con los datos obtenidos sobre las unidades evaporíticas de la Formación Cerro Totorá estudiadas por Thomas *et al.* (2001).

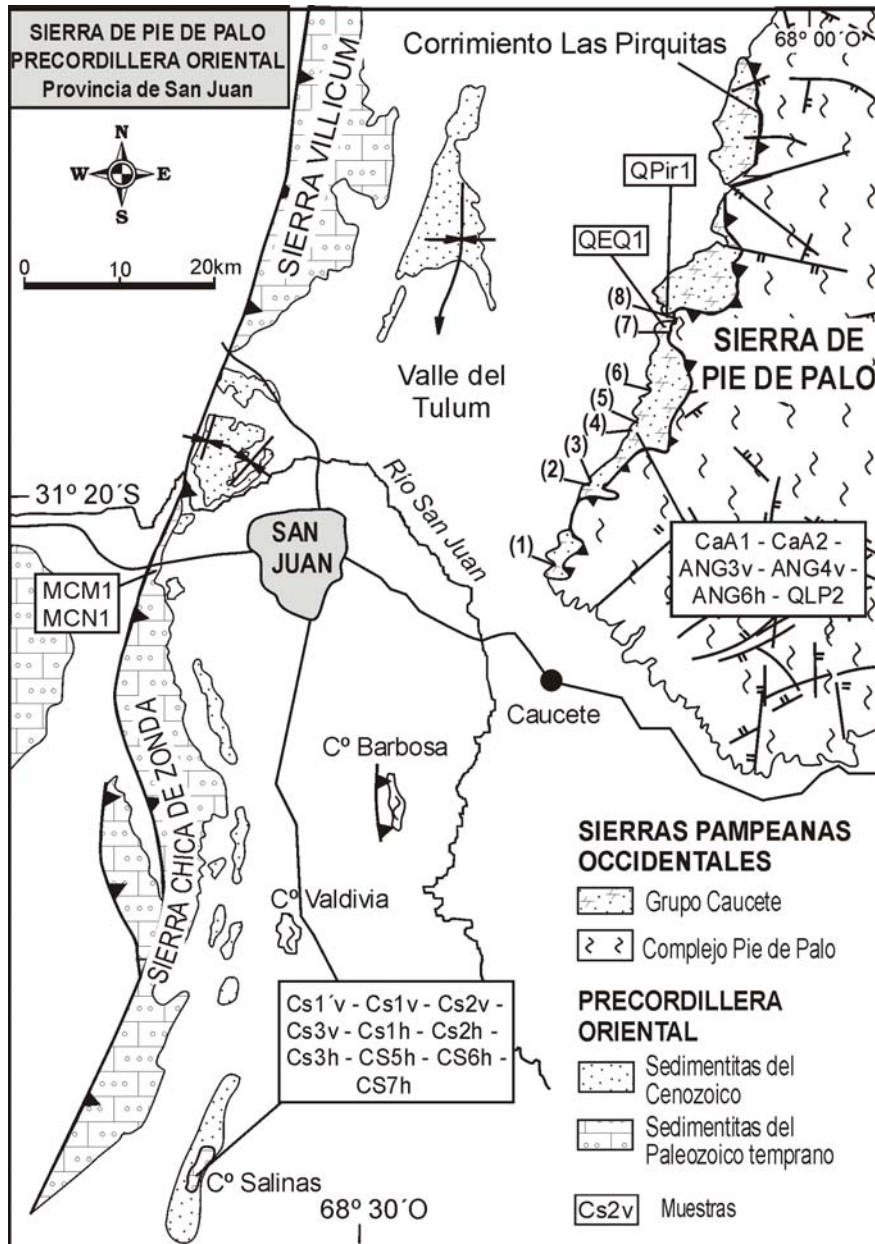
#### **d.- Muestreo y técnicas analíticas**

La toma de muestras para estudios isotópicos se realizó en las sierras de Pie de Palo y Chica de Zonda, en los cerros Salinas y Pan de Azúcar y en Loma de Las Chacras. En la sierra de Pie de Palo, sobre las quebradas La Petaca, El Gato, El Quemado y Las Pirquitas (Figura IIID-3), se tomaron 18 muestras de carbonatos pertenecientes a la Caliza Angacos para el análisis isotópico de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ . En el sector sur del cerro Salinas (Figura IIID-3), en la faja central carbonática, se colectaron 11 muestras distribuidas en un perfil de aproximadamente 20 m de espesor para analizar por isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ . Con el fin de establecer una posible correlación con los carbonatos mencionados precedentemente, se analizaron 3 muestras correspondientes a los niveles del Cámbrico Medio de la Formación La Laja, colectadas en la quebrada de Juan Pobre en la sierra Chica de Zonda (Figura IIID-3), y dos muestras del Mármol Pan de Azúcar, aflorantes en Loma de las Chacras y en cerro Pan de Azúcar (Figura IIID-2).

Se colectaron muestras carbonáticas (roca total) de aproximadamente 1-2 kg en afloramientos libres de alteración, luego de remover las venas y porciones alteradas, una alícuota de cada una fue lavada, molida a grano fino y posteriormente disuelta en HCl 0.5N durante no más de 5 minutos. Luego el Sr se concentró en columnas de intercambio catiónico. Esta etapa fue llevada a cabo en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata. Luego las mediciones fueron realizadas en un espectrómetro de masas con el equipo VG multicolector en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brasil.

En los laboratorios del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Buenos Aires, se determinaron las relaciones isotópicas del C y O sobre el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) liberado por ataque del carbonato con  $\text{H}_3\text{PO}_4$  100% y purificado criogénicamente de acuerdo con la técnica de McCrea (1950) y modificaciones posteriores. Las determinaciones se realizaron en un espectrómetro de masas Finnigan Mat de triple colector y se expresan como  $\delta\text{‰}$  relativas al estándar

internacional V-PDB (Conchilla de *Belemnitella* de la Formación PeeDee de Carolina de Sur, USA). El error analítico es de  $\pm 0,1\text{‰}$  ( $\pm 2 \sigma$ ) para ambos isótopos.



**Figura IIID-3.** Mapa de ubicación con los lugares de muestreo. Se distinguen las sierras de Pie de Palo, Chica de Zonda, Villicún, y los cerros Barbosa, Valdivia y Salinas. Quebradas: (1) Ancha de la Puntilla; (2) La Lichona; (3) Piedras Pintadas; (4) La Petaca; (5) El Gato; (6) El Molle; (7) El Quemado; (8) Las Pirquitas.

#### e.- Señales primarias vs. secundarias

Es conocido que las relaciones isotópicas originales del  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en las rocas carbonáticas, pueden sufrir modificaciones post-depositacionales debidas principalmente a cambios diagenéticos y metamórficos. Existen parámetros

mineralógicos, químicos e isotópicos que permiten evaluar el grado de alteración que han sufrido los carbonatos en su composición isotópica primaria.

En el presente trabajo las muestras a utilizar para estratigrafía isotópica, se seleccionaron en primer término de acuerdo al contenido de calcita y dolomita y posteriormente en función de la concentración de ciertos elementos como Mn, Sr y Fe, y en virtud de la abundancia de los isótopos estables del O. En el primer caso, los carbonatos se analizaron por difracción de rayos-X en el CIG utilizando un equipo Philips Pw 1011/00, 36Kv, 18mA, con tubo de Cu y filtro de Ni. Se seleccionaron sólo aquellas muestras que están compuestas por calcita en proporciones  $\geq 75$  % (Tabla IIID-I), evitando los posibles procesos de dolomitización.

**Tabla IIID-I.** Ubicación de las muestras (GPS) y porcentaje de calcita analizada sobre roca total con DRX.

<b>Nº de muestra</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Lat/Long (GPS)</b>	<b>Calcita (%)</b>
<i>Caliza Angacos (Sierra de Pie de Palo)</i>			
<b>Ca A 2</b>	Qda. La Petaca	31°27'23"S/68°10'36"O	<b>94</b>
<b>Qpir 1</b>	Qda. Las Pirquitas	31°20'41"S/68°08'52"O	<b>98</b>
<b>Ca A 1</b>	Qda. La Petaca	31°26'51"S/68°11'43"O	<b>92</b>
<b>QEQ 1</b>	Qda. El Quemado	31°20'58"S/68°09'17"O	<b>96</b>
<b>ANG 3V</b>	Qda. La Petaca	31°27'05"S/68°10'18"O	<b>75</b>
<b>ANG 4V</b>	Qda. La Petaca	31°27'05"S/68°10'18"O	<b>80</b>
<b>ANG 6H</b>	Qda. La Petaca	31°27'05"S/68°10'18"O	<b>75</b>
<i>Carbonatos del cerro Salinas</i>			
<b>CS 7 h</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 2 h</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 5 h</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS' 1 v</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 6 h</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 2 v</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 3 h</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 1 v</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 1 h</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<b>CS 3 v</b>	Extremo sur	32°11'46"S/68°40'53"O	<b>98</b>
<i>Carbonatos de la Loma de las Chacras</i>			
<b>LCh 2</b>	Loma Alta	31°13'54"S/67°30'47"O	---
<i>Carbonatos del cerro Pan de Azúcar</i>			
<b>CPA 1</b>	Extremo norte	-----	---
<i>Caliza del Miembro Juan Pobre, Caliza La Laja (Precordillera)</i>			
<b>MCM1</b>	Qda. Juan Pobre	31°33'51"S/68°42'08"O	<b>92</b>
<b>MCN1</b>	Qda. Juan Pobre	31°33'51"S/68°42'08"O	<b>88</b>

Teniendo en cuenta que los eventos diagenéticos y metamórficos producen un aumento en el contenido de Mn y Fe y una pérdida en el Sr (Melezhik *et al.*, 2001), las relaciones Mn/Sr y Fe/Sr permiten determinar el grado e importancia de los procesos secundarios que afectaron a los carbonatos. Según Jacobsen y Kaufman (1999) las

muestras con valores  $Mn/Sr \leq 0,60$  y  $Fe/Sr \leq 3,00$  no presentan indicios significativos de alteración y ese fue el criterio de selección que adoptamos. La determinación de los elementos mencionados, se realizó mediante fluorescencia de rayos-X en el INGEIS utilizando un espectrómetro Philips PW1410/50 y estándares internacionales como material de referencia. La precisión de los análisis es mejor que 2% para Sr; 6 y 10% para concentraciones mayores y menores a 0,05% respectivamente de óxido férrico total ( $Fe_2O_{3T}$ ); 15 y 20% para abundancias mayores y menores a 0,01% respectivamente en el caso del óxido de manganeso (MnO).

La relación isotópica del oxígeno también se puede utilizar como indicadora de cambios en la composición original. Esto se debe a la elevada relación fluido/roca para este elemento, lo cual produce el re-equilibrio de la composición isotópica del oxígeno con facilidad (Kaufman y Knoll, 1995). En esta contribución descartamos para las interpretaciones aquellas muestras que presentan un valor de la  $\delta^{18}O \leq -10\text{‰}$  V-PDB. En la tabla siguiente se presentan los datos de la composición geoquímica e isotópica analizada en las rocas carbonáticas estudiadas.

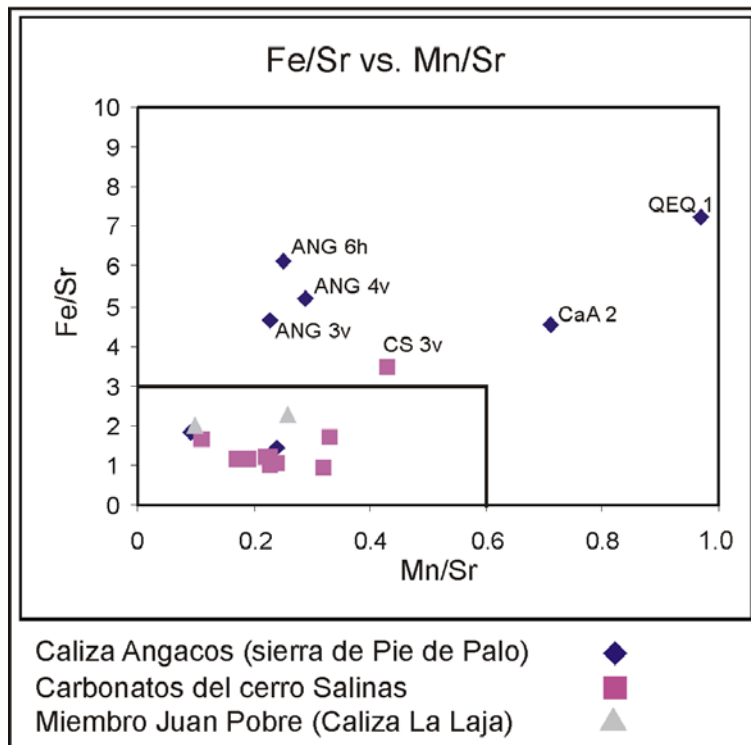
**Tabla IIID-II.** Composición geoquímica e isotópica de las muestras calcáreas estudiadas, los valores de Fe, Mn y Sr están en ppm.

Muestras	Fe	Mn	Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)	$\delta^{13}C$ (V-PDB)	$\delta^{18}O$ (V-PDB)
<i>Caliza Angacos (sierra de Pie de Palo)</i>								
<b>Ca A 2</b>	937	147	207	0,71	4,53	<b>0,70892</b>	<b>-0,5</b>	<b>-7,7</b>
<b>Qpir 1</b>	783	39	428	0,09	1,83	<b>0,70899</b>	<b>0,3</b>	<b>-9,5</b>
<b>Ca A 1</b>	280	46	193	0,24	1,45	<b>0,70911</b>	<b>-0,1</b>	<b>-8,3</b>
<b>QEQ 1</b>	3399	457	471	0,97	7,22	<b>0,70947</b>	<b>-1,2</b>	<b>-11,4</b>
<b>ANG 3V</b>	1581	77	341	0,23	4,64	---	<b>-0,2</b>	<b>-8,3</b>
<b>ANG 4V</b>	1525	85	293	0,29	5,20	---	<b>-0,1</b>	<b>-8,6</b>
<b>ANG 6H</b>	1903	77	310	0,25	6,14	---	<b>-0,1</b>	<b>-8,7</b>
<i>Carbonatos del cerro Salinas</i>								
<b>CS 7 h</b>	231	39	201	0,19	1,15	<b>0,70915</b>	<b>0,7</b>	<b>-9,2</b>
<b>CS 2 h</b>	175	62	191	0,32	0,92	<b>0,70916</b>	<b>1,2</b>	<b>-9,5</b>
<b>CS 5 h</b>	196	46	202	0,23	0,97	<b>0,70921</b>	<b>0,7</b>	<b>-9,6</b>
<b>CS' 1 v</b>	322	46	272	0,17	1,18	<b>0,70925</b>	<b>0,8</b>	<b>-10,5</b>
<b>CS 6 h</b>	245	46	204	0,23	1,20	<b>0,70928</b>	<b>0,6</b>	<b>-9,6</b>
<b>CS 2 v</b>	322	62	187	0,33	1,72	<b>0,70929</b>	<b>1,5</b>	<b>-9,9</b>
<b>CS 3 h</b>	301	70	287	0,24	1,05	<b>0,70938</b>	<b>0,8</b>	<b>-9,9</b>
<b>CS 1 v</b>	259	46	212	0,22	1,22	<b>0,70945</b>	<b>1,5</b>	<b>-9,9</b>
<b>CS 1 h</b>	329	23	202	0,11	1,63	<b>0,70966</b>	<b>1,3</b>	<b>-10,3</b>
<b>CS 3 v</b>	930	116	267	0,43	3,48	<b>0,70993</b>	<b>0,4</b>	<b>-10,3</b>
<i>Carbonatos de la Loma de las Chacras</i>								
<b>LCh 2</b>	1453	596	417	1,43	3,48	---	<b>-1,3</b>	<b>-19,7</b>
<i>Carbonatos del cerro Pan de Azúcar</i>								
<b>CPA 1</b>	1252	588	511	1,15	2,45	---	<b>0,3</b>	<b>-18,4</b>
<i>Calizas del Miembro Juan Pobre, Caliza La Laja (Precordillera)</i>								
<b>MCM1</b>	1238	62	639	0,10	1,98	<b>0,70884</b>	<b>-0,3</b>	<b>-7,8</b>
<b>MCN1</b>	1637	46	719	0,26	2,28	<b>0,70896</b>	<b>0,4</b>	<b>-6,6</b>

**Caliza Angacos:** nuestros estudios se focalizaron en la Caliza Angacos, compuesta por carbonatos transformados en esquistos calcáreos, filitas y mármoles calcáreo-dolomíticos con un fenómeno de cataclasis sobreimpuesto producto de la deformación que afectó la zona.

En función de la composición mineralógica rica en calcita se seleccionaron siete muestras de carbonatos pertenecientes para el análisis isotópico del C y O, cuatro de las cuales se utilizaron también para determinar la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Los valores obtenidos se presentan en la Tabla IIID-II, junto con las concentraciones de Fe, Mn, Sr y las relaciones Mn/Sr y Fe/Sr.

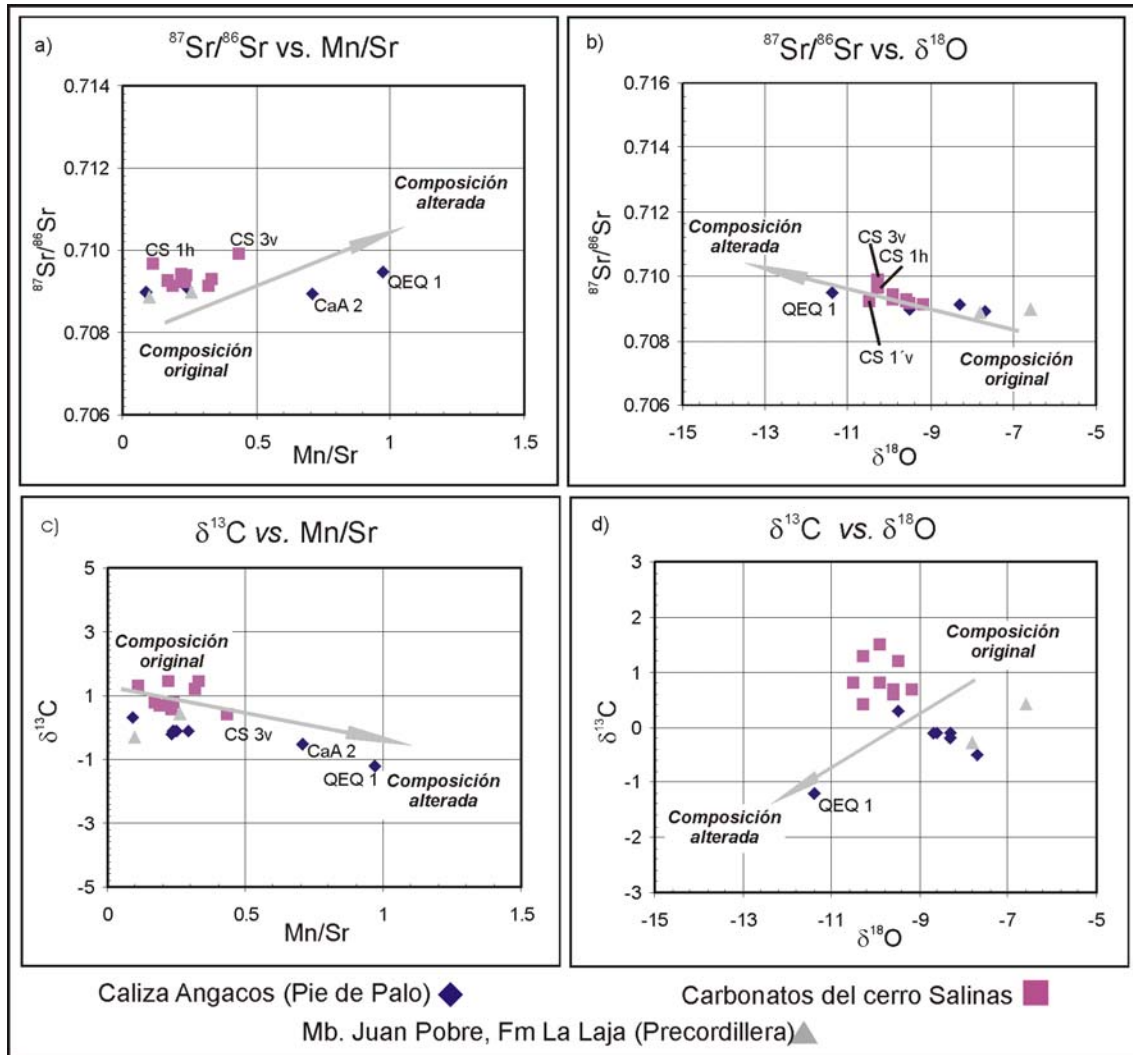
De acuerdo con los criterios adoptados de selección de carbonatos no alterados por cambios post-depositacionales, se descartaron las muestras CaA 2, QEQ 1, ANG 3V, ANG 4V y ANG 6H, ya que presentan valores Mn/Sr y/o Fe/Sr mayores que 0,60 y 3,00 respectivamente (Figura IIID-4).



**Figura IIID-4.** Valores Fe/Sr vs. Mn/Sr de los carbonatos analizados. Las muestras sin evidencias de alteración en su composición original quedan comprendidas dentro del rectángulo (Derry *et al.*, 1994).

La muestra QEQ 1 tiene además un valor de la  $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$  (Figura IIID-5) y junto con la muestra CaA 2 son las que se alejan en forma más significativa del grupo de carbonatos con una composición isotópica original. Las muestras que preservan

sus señales isotópicas primarias, QPir 1 y CaA 1, presentan valores de la  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-0,1$  y  $0,3\text{‰}$ , mientras que sus relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  son de  $0,70899$  y  $0,70911$ .



**Figura IIID-5.** En los gráficos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Mn/Sr (a),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  (b),  $\delta^{13}\text{C}$  vs. Mn/Sr (c) y  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  (d) se muestran trenes de alteración, indicados por las flechas, de los carbonatos analizados en el Grupo Cauce (Caliza Angacos), en el cerro Salinas y en la Precordillera (Caliza La Laja) (modificado de Jacobsen y Kaufman, 1999).

**Carbonatos del cerro Salinas:** los carbonatos analizados son de grano fino, color gris con tonos blanquecinos y azulados, se disponen en fajas que pueden llegar hasta 40 m de espesor y se encuentran intercaladas tectónicamente con filitas cuarzo-micáceas de colores rojizos y verdosos, de grano fino a medio y cemento carbonático.

Se seleccionaron 10 muestras de acuerdo a sus bajos contenidos de dolomita (<2% en todos los casos) (Tabla IIID-I). Si bien la totalidad de los mismos presentan relaciones Mn/Sr  $\leq 0,60$  (Figura IIID-4), el valor de la  $\delta^{18}\text{O}$  en las muestras CS' 1v, CS 1h y CS 3v es  $<-10\text{‰}$  (Figura IIID-5) por lo que se descartaron, en virtud de que

estarían indicando un cierto grado de alteración post-depositacional. Además, el carbonato CS3v tiene una relación Fe/Sr mayor que 3,00 (Figura IIID-4).

Los siete carbonatos del cerro Salinas que conservan su señal isotópica original presentan relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,70915 y 0,70945 y valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que oscilan entre 0,6‰ y 1,5‰ (Tabla IIID-II).

**Carbonatos del cerro Pan de Azúcar y Loma de las Chacras:** los carbonatos estudiados en esta región, presentan valores tanto de Mn/Sr como de  $\delta^{18}\text{O}$  fuera de los límites establecidos para muestras no alteradas por procesos post-depositacionales (Tabla IIID-II), razón por la cual no se utilizaron en las interpretaciones. Adicionalmente, la muestra LCh2 tiene una relación Fe/Sr mayor que 3,00.

**Calizas de la Formación La Laja (Miembro Juan Pobre):** con fines comparativos se analizaron tres muestras de la Formación La Laja (Miembro Juan Pobre) integrada por calizas fosilíferas del Cámbrico medio, Biozona *Glossopleura-Kootenia*. Dos de ellas preservarían las señales isotópicas primarias de acuerdo con los parámetros de selección establecidos (Figura IIID-5). Los valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidos son de 0,70884 y 0,70896 y los de la  $\delta^{13}\text{C}$  de -0,3 y 0,4‰ (Tabla IIID-II).

## f.- Discusión

Los valores obtenidos de  $\delta^{13}\text{C}$  en la Caliza Angacos (Pie de Palo) varían entre -0,1 y 0,3‰ y se encuentran comprendidos dentro de los intervalos de variación presentados por Linares *et al.* (1982) (-2,5 y 1,2‰) y Sial *et al.* (2001) (-1,4 y 1,3‰) para la misma unidad. Los carbonatos del cerro Salinas muestran valores entre 0,6 y 1,5‰ y se diferencian de los anteriores por estar marcadamente más enriquecidos en  $^{13}\text{C}$ . Por el contrario, las calizas estudiadas del Miembro Juan Pobre de la Caliza La Laja (Precordillera), de edad cámbrica media, registran valores (-0,3 y 0,4‰) similares a los de la Caliza Angacos (Pie de Palo). Asimismo cabe destacar que Buggisch *et al.* (2003) presentaron para el Miembro Juan Pobre un intervalo de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -1,0 y 1,0‰, concordante con nuestros resultados.

Las relaciones isotópicas de Sr calculadas en la Caliza Angacos (Pie de Palo) son de 0,70899 y 0,70911. Galindo *et al.* (2004) analizaron cinco carbonatos pertenecientes al Grupo Caucete y obtuvieron datos más elevados, entre 0,70917 y 0,70938. Las calizas estudiadas en el Cámbrico Inferior de la Precordillera por Thomas

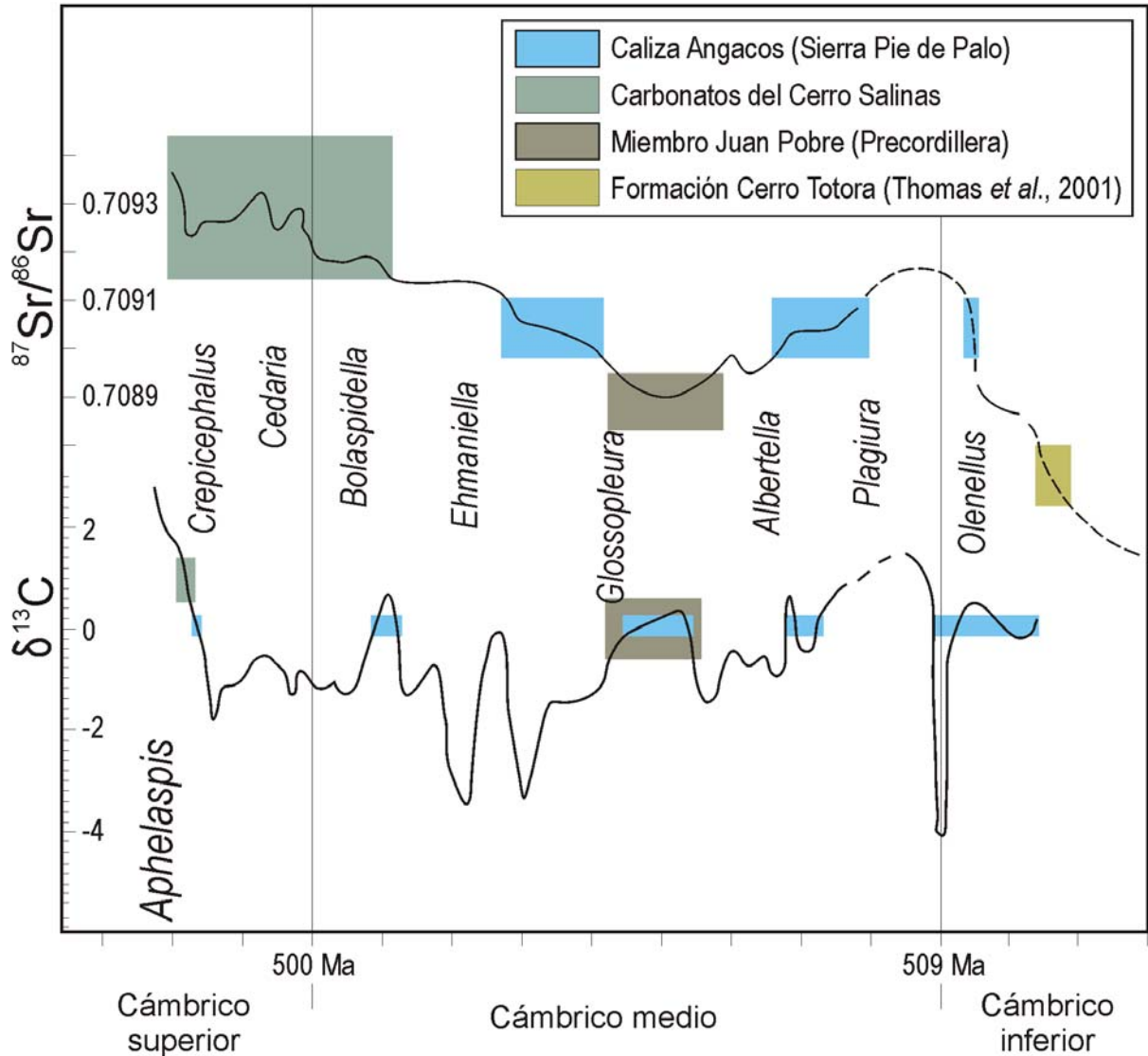
*et al.* (2001), Formación Cerro Totorá y su comparación con la Formación Rome del sudeste de Laurentia, registran datos isotópicos más bajos (0,70867 a 0,70877) y no coinciden con los valores de la Caliza Angacos (Pie de Palo). La relación aumenta en los calcáreos de la Caliza La Laja, Miembro Juan Pobre (Cámbrico Medio), hasta aproximadamente 0,70896 (este trabajo) acercándose a los valores de la Caliza Angacos. Galindo *et al.* (2004) calcularon para la Formación Los Hornos (Astini y Vaccari, 1996), aflorante en las cercanías de Guandacol y de edad cámbrica inferior a media, relaciones de Sr aproximadas a 0,70903. Estos valores se asemejan también a los obtenidos en la Caliza Angacos (Pie de Palo). En la quebrada de Zonda, en la base de la secuencia de la Caliza La Laja de edad cámbrica inferior, Sial *et al.* (2001) presentaron valores entre 0,70926 y 0,70950, cercanos a los registros más altos obtenidos para la Caliza Angacos (Pie de Palo) por Galindo *et al.* (2004).

Los valores de Sr obtenidos en los carbonatos del cerro Salinas, entre 0,70915 a 0,70945, se aproximan al intervalo de la Caliza Angacos (Pie de Palo) de acuerdo a los valores aportados por Galindo *et al.* (2004), pudiendo en este sentido ser correlacionados. Los resultados del cerro Salinas, también pueden ser comparables en parte con los presentados por Sial *et al.* (2003) para la Formación La Flecha (0,70914 a 0,71011) de edad cámbrica superior y aflorante en la Precordillera. Asimismo, las estructuras estromatolíticas asociadas a niveles de chert encontradas en las calizas del cerro Salinas, permiten sugerir también una correlación litoestratigráfica tentativa con la Formación La Flecha, aunque es necesario un estudio de mayor detalle de los estromatolitos descubiertos. Cabe mencionar que los estudios realizados por Ramos *et al.* (1999) y Buggisch *et al.* (2003) sobre la composición isotópica del C en los carbonatos de la Formación La Flecha, indican que presentan evidencias significativas de alteración post-depositacional, lo que dificultaría su comparación con los carbonatos del cerro Salinas desde este punto de vista.

#### **g.- Comparación con las curvas de variación isotópica de C y Sr global**

Los datos de los isótopos del Sr obtenidos para la Caliza Angacos (Pie de Palo) están de acuerdo con los valores de la curva de variación secular aportada por Montañez *et al.* (2000) para el Cámbrico Inferior alto y parte del Cámbrico Medio (ca. 510 a 503 Ma) (Figura IIID-6). Por otra parte, si consideramos los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para la misma unidad, observamos que los mismos se distribuyen en la curva de variación secular del C en coincidencia con las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , particularmente en el Cámbrico Inferior alto e inicios del Cámbrico Medio (Figura IIID-6).

Las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  medidas en las muestras de calizas del Miembro Juan Pobre de la Caliza La Laja se ubican en el Cámbrico Medio en las curvas isotópicas y en coincidencia con su contenido fosilífero (Biozona de *Glossopleura*).



**Figura IIID-6.** Ubicación de las muestras analizadas correspondientes a la Caliza Angacos (sierra de Pie de Palo), a los carbonatos del cerro Salinas y a la Caliza La Laja (Miembro Juan Pobre), en las curvas de variación secular de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y de la  $\delta^{13}\text{C}$  del agua de mar para el Cámbrico con las Biozonas clásicas de trilobites, según Montañez *et al.* (2000). Para comparación se incluye la Formación Cerro Tatora del Cámbrico Inferior, según datos de Thomas *et al.* (2001).

Los carbonatos del cerro Salinas presentan relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altas en comparación con las de la Caliza Angacos (Pie de Palo) y en concordancia con el lapso de la curva (Montañez *et al.*, 2000) correspondiente al Cámbrico Medio alto y Cámbrico Superior (Figura IIID-6). Este incremento en la relación isotópica del Sr está acompañado por un enriquecimiento en los valores de la  $\delta^{13}\text{C}$ , que se ubican en el tramo más joven del Cámbrico Superior (Figura IIID-6) en la curva de variación secular del C en el agua de

mar. De acuerdo con Montañez *et al.* (2000) este incremento en la relación  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  en las Biozonas de *Crepicephalus* – *Aphelaspis* detectado en Laurentia, marca el inicio de una excursión isotópica positiva de carácter global que podría estar vinculada a cambios eustáticos durante el denominado “Dresbachiano”. Por la presencia de estromatolitos y la composición isotópica del Sr esta unidad podría tener correlación con la Formación La Flecha del Cámbrico superior de la Precordillera, hecho que amerita estudios más detallados.

## 2.- Dataciones radimétricas U/Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos

### a.- Introducción

Numerosos estudios han contribuido al progreso de la paleogeografía del Gondwana en el Paleozoico temprano, especialmente con respecto a la historia geológica del terreno Cuyania. Las reconstrucciones más aceptadas se basan en indicadores faunísticos, sedimentarios, estratigráficos, paleomagnéticos, climáticos y tectónicos, estudiados principalmente sobre las secuencias cambro-ordovícicas aflorantes a largo de la región precordillerana. Estas herramientas de estudio son limitadas en rocas con metamorfismo y deformación dúctil como presentan las unidades del Grupo Cauçete, en la sierra de Pie de Palo y las metasedimentitas de los cerros Valdivia y Salinas; dificultando su estudio y correlación por intermedio de técnicas de estudio como las anteriormente mencionadas.

Las dataciones U-Pb sobre circones detríticos integradas a un análisis de procedencia sedimentaria, son una herramienta muy poderosa para resolver problemas paleogeográficos en secuencias no fosilíferas con metamorfismo y deformación de alto grado. Son particularmente importantes porque los circones resisten a procesos diagenéticos, condiciones de metamorfismo (temperaturas hasta los 700°C) y deformación. Actualmente son numerosos los estudios de procedencia sedimentaria basados en dataciones isotópicas U/Pb. Se han desarrollado nuevas metodologías como LA-ICP-MS y también SHRIMP que además de tener una elevada precisión permiten analizar sectores de cristales individuales relativamente rápido.

Las edades calculadas sobre circones detríticos ayudan a determinar: a) edades máximas de sedimentación, de particular importancia en secuencias no fosilíferas; b) características del área de aporte sedimentario, como la edad y tipo de fuente de forma representativa estadísticamente; c) correlaciones estratigráficas a nivel local y regional; y d) son un complemento interesante para las reconstrucciones paleogeográficas (Fedo *et al.*, 2003).

Por otro lado, los estudios de procedencia con dataciones geocronológicas U/Pb sobre las variedades de circones detríticos, pueden ser usados para resolver problemas sobre el paleoambiente tectónico de una cuenca sedimentaria. Cawood y Nemchin (2001), describen diferencias entre cuencas originadas en un margen de placa activo (cuenas relacionadas a un arco o de antepaís) con las desarrolladas sobre un margen pasivo (cuenas de plataforma o de tipo rift). Señalan también que las cuencas vinculadas a un margen activo poseen una importante variación espacial y

temporal en la procedencia sedimentaria, relacionada con la actividad tectónica e ígnea contemporánea que comúnmente presentan. Por el contrario, las cuencas de margen pasivo se caracterizan por presentar una continuidad de las facies sedimentarias que está vinculada a una procedencia desde un área estable y homogénea como puede ser un cratón. Se puede destacar que en las cuencas de tipo rift es importante tener en cuenta el volcanismo asociado, porque puede llegar a actuar como una fuente más. Como es contemporáneo con la sedimentación es utilizado como edad máxima de sedimentación (Cawood y Nemchin, 2001).

### **b.- Antecedentes**

Recientemente se han publicado un volumen importante de datos, analizados por diversas metodologías geocronológicas (ID-TIMS, SHRIMP y LA-ICP-MS), con el objetivo de resolver problemáticas relacionadas a la acreción de terrenos al proto-margen andino del Gondwana. En este trabajo se describen y analizan las dataciones U/Pb en circones detríticos directamente relacionadas al terreno Cuyania, haciendo énfasis principalmente en las unidades del Cámbrico precordillerano, en las metasedimentitas de la sierra de Pie de Palo, y en otras unidades aflorantes en las Sierras Pampeanas. A continuación se realiza un breve resumen de los antecedentes más importantes sobre edades U/Pb sobre circones detríticos con que se cuentan en la región de estudio:

**Precordillera:** Thomas *et al.* (2004) obtuvieron 25 edades U/Pb (SHRIMP) en circones detríticos separados de areniscas cuarzosas intercaladas en la Formación Cerro Totorá del Cámbrico inferior alto de la Precordillera riojana. Las máximas frecuencias de edades están comprendidas entre los 1160-970, 1490-1300, y 1890-1640 Ma. También analizaron por LA-ICP-MS 96 circones detríticos de la Formación Rome, aflorante en el sudeste de Laurentia y de edad cámbrica temprana; encontraron en general rangos de edades similares: 1160-970, 1540-1270, 1840-1610, 1970-1890 y 2930 –2310 Ma con la Formación Cerro Totorá. Sobre la base de estos análisis sustentaron la correlación de estas unidades y mencionan que su procedencia es lauréntica y no gondwánica.

Por otro lado, Finney *et al.* (2005) analizaron tres areniscas pertenecientes al Cámbrico medio de la Precordillera. Dos muestras pertenecen a niveles cuarzosos intercalados en la Formación La Laja; las edades de los circones detríticos produjeron una distribución unimodal, una muestra comprende valores entre 1688-1200 Ma y la

otra en el intervalo 1559-1316 Ma. La tercer roca examinada pertenece a un olistolito incluido en la Formación Estancia San Isidro y presenta un pico prominente entre las edades 615 y 511 Ma. Destacan que muchos de los circones analizados están incluidos en el “gap magmático lauréntico” (1610-1490; Ross y Villeneuve, 2003; Finney *et al.*, 2005), y que junto a la ausencia de circones grenvillianos indicaría para estas muestras una procedencia gondwánica. También vinculan los circones neoproterozoico-cámbricos con el cinturón brasiliano sosteniendo la parautoctonía de la Precordillera.

**Sierra de Pie de Palo:** Vujovich *et al.* (2004), obtuvieron edades (ID-TIMS) en circones detríticos de ca. 670 y 1160 Ma separados de una unidad metasedimentaria que proponen podría ser equivalente a la Unidad Difunta Correa. Rapela *et al.* (2005) realizaron análisis U/Pb SHRIMP en circones detríticos de una parafibrolita de la Unidad Difunta Correa y obtuvieron tres poblaciones de edades principales. La más joven con edades entre 640 y 590 Ma, otra entre 1100-1050 Ma y la más antigua entorno a los 1400 Ma. Concluyeron que los circones neoproterozoicos son derivados de fuentes gondwánicas y los circones grenvillianos compatibles con el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales. Mientras que para los circones más antiguos, con edades mesoproterozoicas, su procedencia es problemática y argumentan que pueden tener una afinidad tanto lauréntica como amazónica.

Por otro lado, Ellis (2005) y McClelland *et al.* (2005) analizaron, mediante las técnicas LA-ICP-MS y SHRIMP, cuatro muestras de metasedimentitas silicoclásticas aflorantes en el sector centro-oriental de la sierra de Pie de Palo. Las edades de los circones detríticos encontrados se distribuyen en el rango de 1400 a 1000 Ma con un pico máximo en 1070 Ma, y picos de menor frecuencia entre 2710-1850 Ma, más algunos circones arqueanos. En el flanco este de la sierra, en el bloque de Nikizanga, fue analizada una cuarcita la cual produjo importantes picos de edades a los 530, 640 y 1025 Ma, más circones aislados paleoproterozoicos y arqueanos.

**Sierra de La Huerta-Loma de las Chacras:** Ellis (2005) y McCelland *et al.* (2005) analizaron por U/Pb (LA-ICP-MS) circones detríticos de tres cuarcitas expuestas en este sector. Las edades encontradas se hallan entre 1000 y 1400 Ma, a su vez existen picos menos importantes de 2680 y 2900 Ma. Además de las cuarcitas fueron analizados circones de una metagrauvaca; las edades presentes se caracterizan por tener picos importantes entre 540 y 515 Ma, 650 y 600 Ma más otros picos menores a los 1180, 2030, y 2080 Ma.

**Sierras Pampeanas Orientales:** en el noreste de las Sierras de Córdoba, en el área del Río del Suquía, Rapela *et al.* (1998) analizaron (U/Pb-SHRIMP) circones detríticos de un paragneis migmático de alto grado; obtuvieron edades entre 650-600 Ma y 1000-800 Ma, más dos circones paleoproterozoicos (ca. 1509 y 1667 Ma). Por otro lado, Schwartz y Gromet (2004) examinaron (U/Pb-TIMS) 19 circones detríticos separados de metasedimentos aflorantes en el noroeste de la Sierra de Córdoba, once cristales produjeron edades entre 1050 y 950, cinco entre 750 y 550, dos ca. 850 y uno ca. 1900 Ma.

Edades similares fueron encontradas por Sims *et al.* (1998) en varias exposiciones del sur de las Sierras Pampeanas. En las sierras de San Luis estudiaron gneises y esquistos, correspondientes al Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.*, 1997); derivados de un protolito sedimentario compuesto básicamente por una sucesión de pelitas y psamitas; los análisis U/Pb SHRIMP en circones detríticos arrojaron edades predominantes ca. 530 Ma. Por otro lado, analizaron rocas aflorantes en el norte de las sierras de Córdoba; corresponden a gneises migmáticos del Complejo Metamórfico Pichanas (Lyons *et al.*, 1997) y de la Formación Quilpo (Lyons *et al.*, 1997); las edades de núcleos de circones de ambas unidades son similares, se caracterizan por la predominancia de circones entre 700-600 Ma y picos menores de ca. 1000 Ma. A su vez, estudiaron metasedimentitas en facies esquistos verdes, correspondientes al Complejo Olta (Pieters *et al.*, 1997) en la sierra de Chepes. La distribución de edades de los circones detríticos analizados se caracterizan por intervalos entre 700 y 500 Ma (picos dominantes ca. 620 y 550 Ma), entre 1200 y 1000 Ma con menor frecuencia, y además encontraron algunos cristales con edades paleoproterozoicas.

Recientemente Escayola *et al.* (2005) analizaron circones detríticos por U/Pb SHRIMP separados de metasedimentitas ubicadas en una transecta este-oeste a través de las Sierras de Córdoba. Destacan una procedencia dominada por circones entre 0,7 y 0,6 Ga en el extremo este de las sierras, los cuales disminuyen hacia el oeste donde los circones con edades grenvillianas (1,1-0,9 Ga) se hacen preponderantes.

**Noroeste argentino (NOA):** en el NOA se desarrolla una cuenca muy importante de edad neoproterozoico-cámbrica integrada principalmente por las metasedimentitas de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma). Se caracterizan por presentar extensos paquetes turbidíticos con un metamorfismo de bajo grado y metabasitas intercaladas (Aceñolaza y Miller, 1982). Los primeros estudios de procedencia en estas secuencias fueron realizados por Lork *et al.* (1990) en psamitas con bajo grado metamórfico. Estos

autores analizaron dos poblaciones de circones por la metodología de U/Pb convencional; un grupo de circones, con formas redondeados, arrojó edades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de aproximadamente 1800 Ma; mientras que otro conjunto, con formas idiomorfas, presentó edades ca. 550 Ma, la cual interpretan como edad máxima de sedimentación.

En recientes estudios, Adams *et al.* (2006) presentaron las primeras dataciones sobre circones detríticos separados de la Formación Puncoviscana analizados por la metodología LA-ICP-MS. La distribución encontrada por los autores se caracteriza por presentar dos grupos dominantes con edades entre 1100-860 Ma y 760-580 Ma; más picos con menos frecuencia y edades del Proterozoico temprano y medio. Los circones entorno a 1000 Ma los atribuyen a una procedencia desde la plataforma Brasiliana, pero no desestiman una relación con el Grenville de Laurentia. Para la procedencia de los circones neoproterozoicos mencionan que no encuentran una relación clara con áreas de Laurentia pero si desde las Sierras Pampeanas Orientales.

### **c.- Metodología LA-ICP-MS**

En la Universidad de Washington (USA) fueron analizados por U/Pb (LA-ICP-MS) circones detríticos separados de 14 muestras de rocas sedimentarias y metasedimentarias. La metodología usada consistió en: separar de forma aleatoria los circones detríticos de una alícuota de cada muestra, donde anteriormente habían sido estudiados el patrón de minerales pesados y la morfología de los circones.

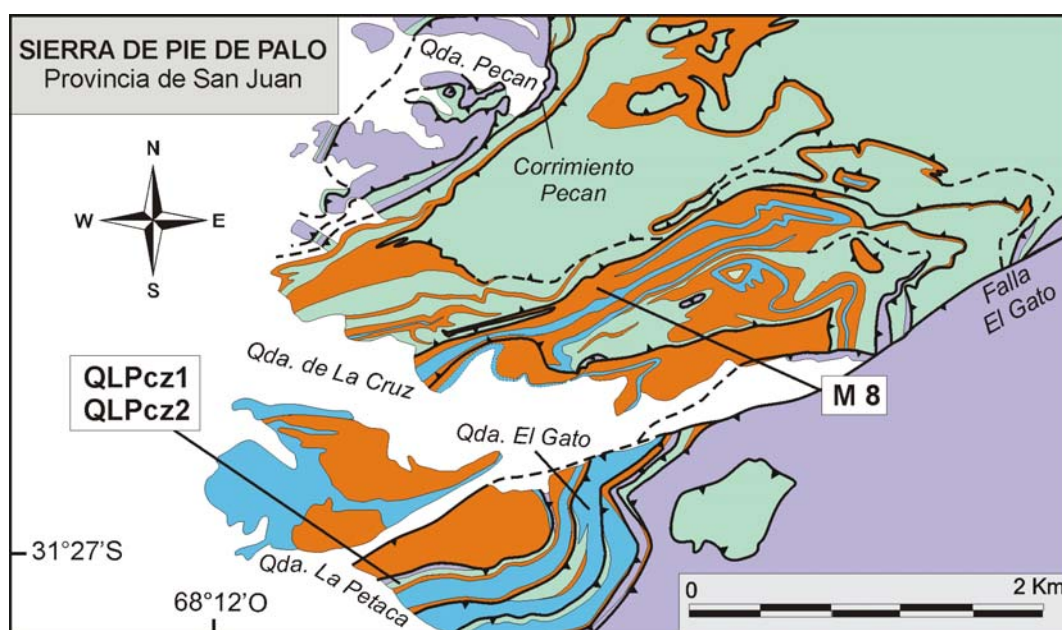
Aproximadamente 200 cristales por cada muestra fueron montados en resina epoxy y se pulieron cuidadosamente hasta dejar expuesto el centro de los granos. Después se tomaron imágenes por catodoluminiscencia en la Universidad del Estado de Idaho (USA) para distinguir la estructura interna de los circones y servir de guía para enfocar el haz del laser del equipo ICP-MS.

Los análisis U/Pb fueron realizados mediante un sistema de ablación láser Nd-YAG *New Wave* 213nm, acoplado a un equipo ICP-MS *Element 2* en la Universidad de Washington (USA). El laser operó con una fluencia de 10-11 J/cm<sup>2</sup> y una frecuencia de 10Hz, el orificio de la ablación posee un diámetro de aproximadamente 30μ de diámetro y 25μ de profundidad. Las señales fueron colectadas por 36 segundos en 300 barridos con una eficiencia de conteo del 86% por análisis. Antes de cada análisis fue medido un blanco. Además se usaron 2 estándares para corregir el fraccionamiento y las desviaciones de masa del U y el Pb en el espectrómetro luego de cada 5-10 muestras. El fraccionamiento elemental dependiente del tiempo inducido

por el láser, fue corregido utilizando el método de regresión lineal (Sylvester y Ghaderi, 1997; Horn *et al.*, 2000; Kosler *et al.*, 2002). Se usaron los estándares: Peixe con una edad TIMS conocida de 564 Ma (Gehrels, 2005, inédito) y FC-1 de 1099 Ma (Paces y Miller, 1993). Los datos obtenidos fueron procesados con un programa propio de la Universidad de Washington (Chang *et al.*, 2006). Las curvas de probabilidad relativa y el diagrama de Tera-Wasserburg fueron realizadas mediante el programa ISOPLOT (Ludwig, 2001). Los datos isotópicos se adjuntaron en las tablas del Anexo I.

#### **d.- Edades U/Pb**

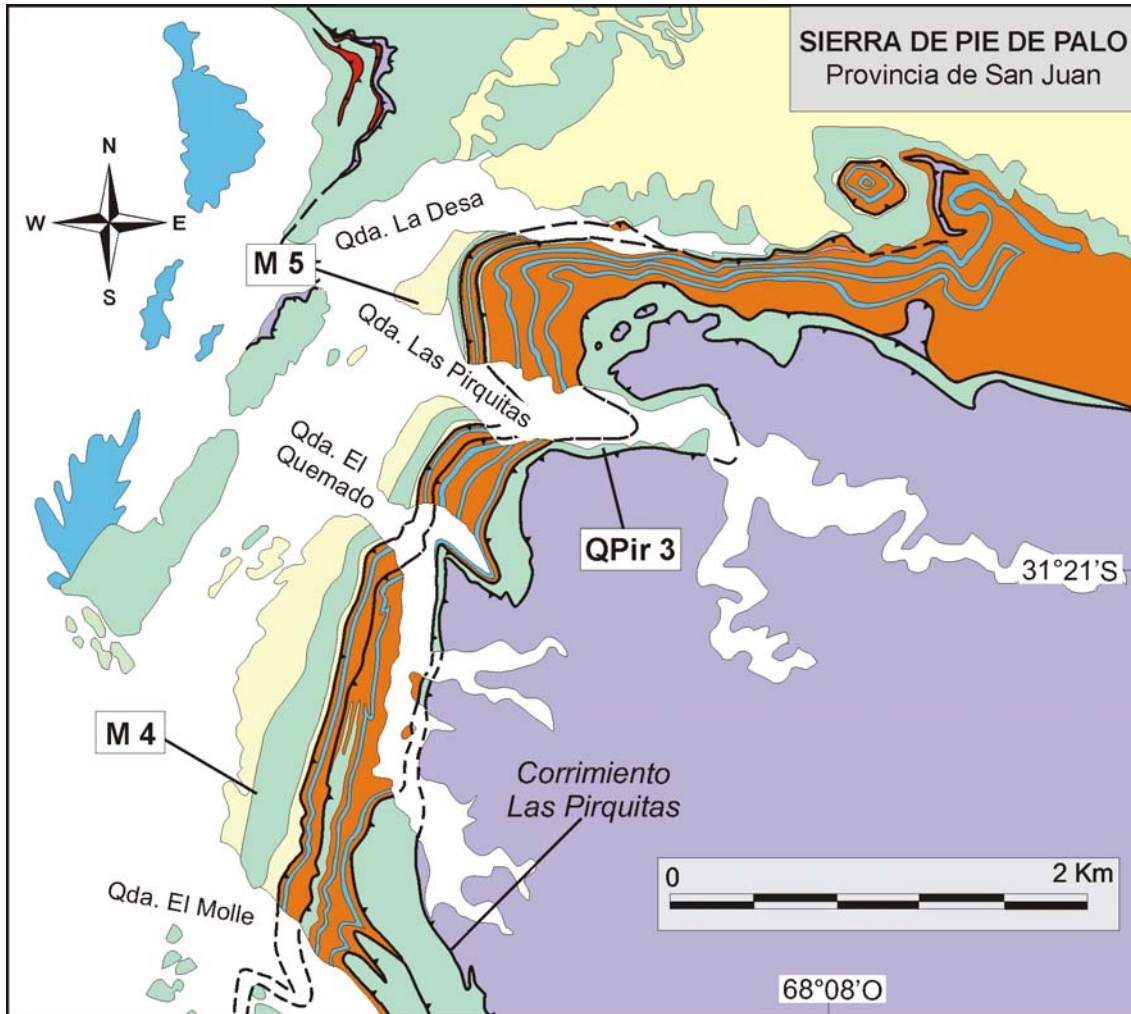
Los circones detríticos que fueron datados por la metodología U/Pb (LA-ICP-MS) se separaron de muestras seleccionadas principalmente de las unidades del Grupo Cauçete. Cuatro pertenecen a variedades de cuarcitas y meta-areniscas de la Cuarcita El Quemado; la muestra QLPcz1 es un meta-arenisca cuarzo-micácea y QLPcz2 corresponde a una meta-arenisca feldespática, ambas pertenecen a afloramientos de la Quebrada La Petaca (Figura IIID2-1); la muestra QPir3 es una meta-arenisca cuarzo-micácea expuesta en una escama tectónica entre los corrimientos Las Pirquitas y El Quemado, en la Quebrada Las Pirquitas (Figura IIID2-2).



**Figura IIID2-1.** Ubicación de las muestras del sector suroccidental de la sierra de Pie de Palo, Cuarcita El Quemado y Formación El Desecho (referencias en Figura IIA-6, del capítulo II).

Por otro lado, M4 corresponde a una cuarcita micácea que está intercalada en la Formación La Paz; fue colectada en un afloramiento entre las quebradas El Molle y

El Quemado (Figura IIID2-2). En la Formación La Paz fueron analizados circones separados de una meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Grt (muestra M5) expuesta en la entrada y en la ladera norte de la quebrada Las Pirquitas.

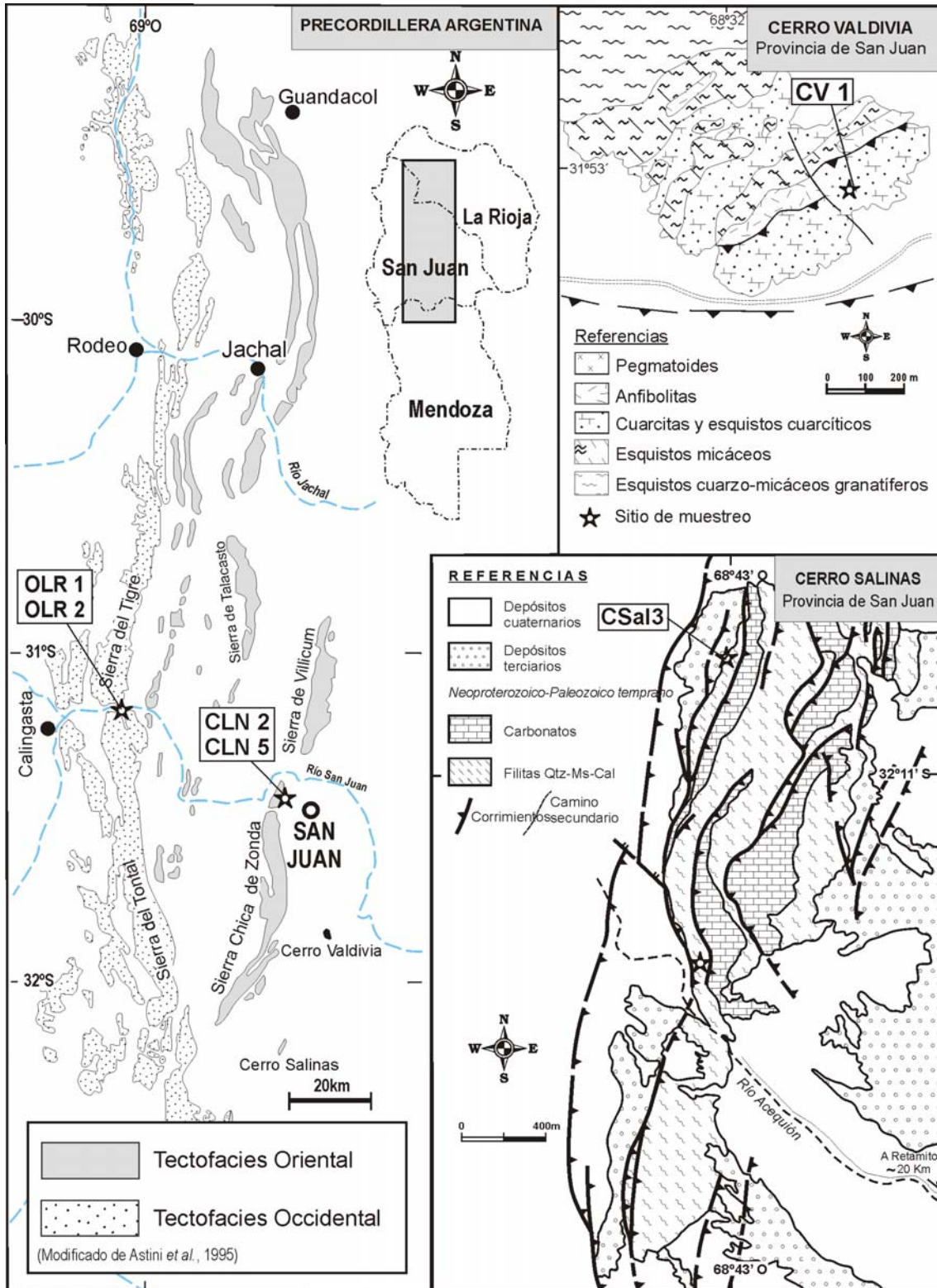


**Figura IIID2-2.** Ubicación de las muestras analizadas pertenecientes a la Formación La Paz y Cuarcita El Quemado en el flanco occidental y central de la sierra de Pie de Palo (referencias en Figura IIA-6, del capítulo II).

A su vez, se dataron circones de una meta-arenisca carbonática intercalada en la Formación El Desecho (M8), aflorante en la zona de La Olla (Figuras IIID2-1). En la Caliza Angacos se tomó la muestra (QLli1) correspondiente a una meta-arenisca carbonática, expuesta en la quebrada La Lichona ubicada en el sur de la sierra y fuera de la zona de mapeo de detalle realizado. Además, se analizaron una cuarcita cuarzo-micácea del cerro Valdivia (CV1) y una filita cuarzo-micácea con cemento carbonático del cerro Salinas (CSal3) (Figura IIID2-3).

Para comparación, y como complemento de las dataciones realizadas por otros autores, se analizaron circones detríticos separados de cuatro muestras del Cámbrico fosilífero precordillerano. Dos de estas muestras son areniscas cuarzosas (CLN2 y

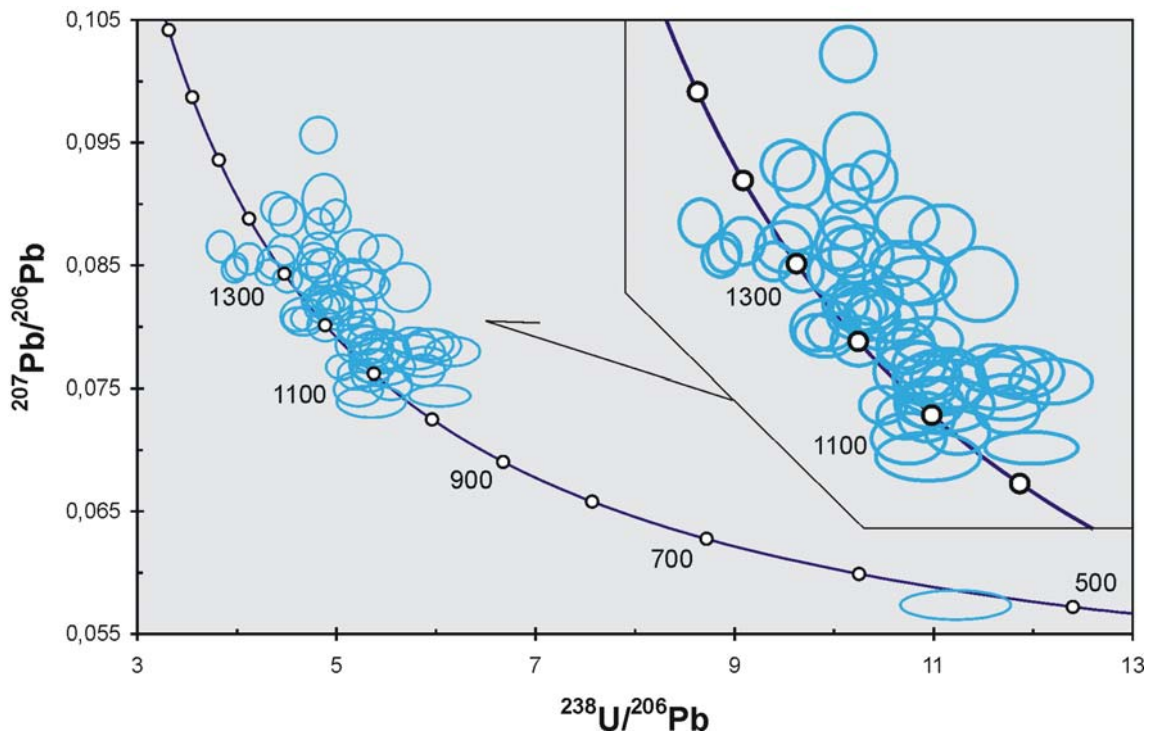
CLN5) correspondientes al Miembro Soldano, expuestas en el cerro Marquesado de la sierra Chica de Zonda; las otras dos muestras pertenecen al Olistolito Los Ratonés (OLR1 y OLR2) (Figura IID2-3).



**Figura IID2-3.** Mapas con la ubicación de las muestras del sector precordillerano y de los cerros Valdivia y Salinas.

**GRUPO CAUCETE****Cuarcita El Quemado**

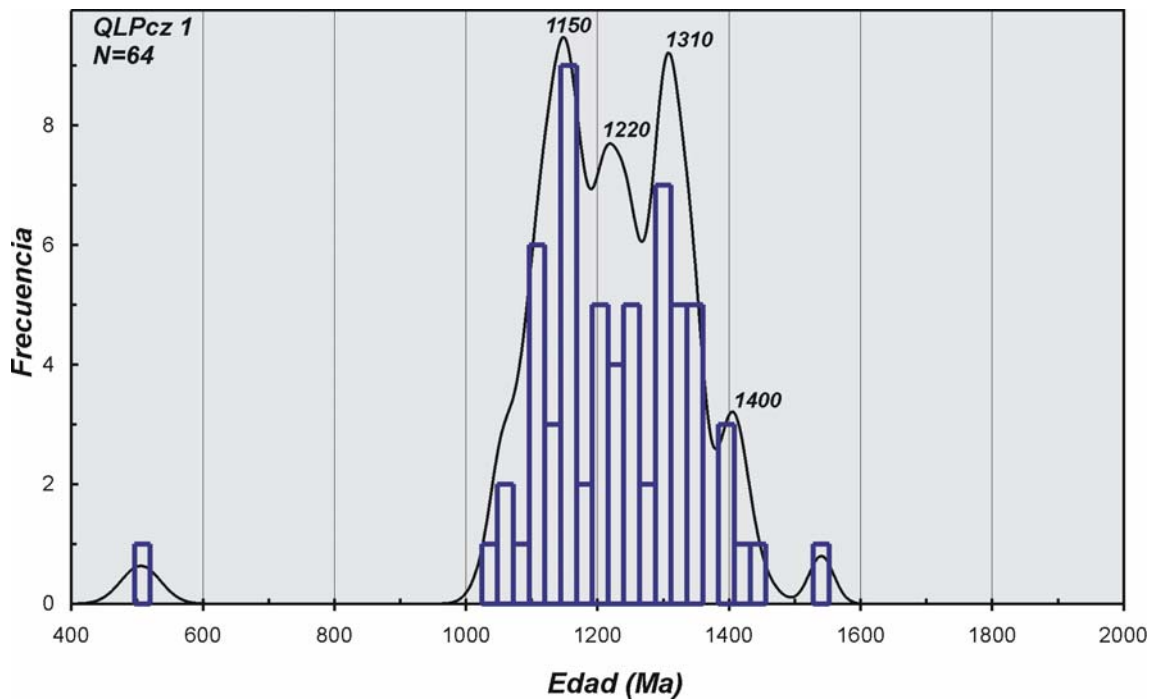
**Muestra QLPcz 1:** se analizaron 121 circones detríticos, 57 análisis fueron descartados por presentar principalmente edades discordantes (>20%), estos cristales muestran en las imágenes CL baja luminiscencia, son oscuros o con una zonación interna muy tenue, evidenciando efectos metamórficos; otros circones, con texturas complejas y/o inclusiones, también presentaron edades discordantes y no fueron tomados en cuenta en los resultados finales. Los circones seleccionados con edades concordantes (Figura IIID2-4) se distribuyen en cuatro intervalos principales: 1169-1040 Ma (36%), 1289-1187 Ma (31%), 1350-1300 Ma (22%) y 1434-1391Ma (8%) (Figura IIID2-5).



**Figura IIID2-4.** Diagrama Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb de circones pertenecientes a la muestra QLPcz 1, Cuarcita El Quemado.

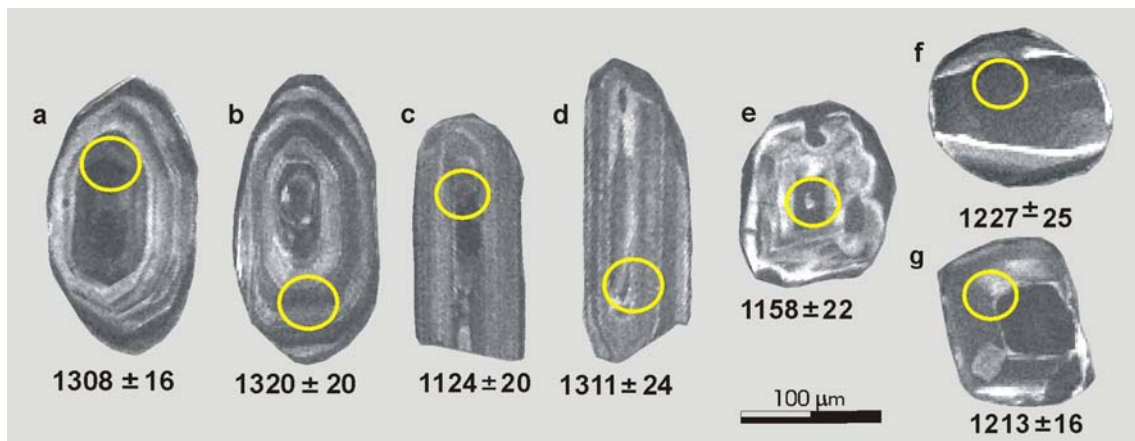
Entre 1169 y 1040 Ma se agrupan el 36% de los circones con un pico máximo ca. 1150 Ma (Figura IIID2-5), corresponden a cristales mayormente con hábito prismático agrupados en la población 4 definida en el capítulo IIIB. En las imágenes de CL se han observado zonación oscilatoria típica de origen ígneo, y debido a su forma prismática alargada probablemente tengan un origen volcánico (Figura IIID2-6c).

También hay presentes circones de la población 1, con zonación compleja y baja luminiscencia, aunque no son abundantes.



**Figura IIID2-5.** Histograma de frecuencia relativa con las edades U/Pb analizadas de 65 circones detríticos separados de la muestra QLPcz 1, Cuarcita El Quemado.

El rango de 1289-1187 Ma (pico máximo ca. 1220 Ma) están representado el 31% de la población total (Figura IIID2-5), lo forman principalmente circones con formas redondeadas y texturas complejas metamórficas (población 1) (Figura IIID2-6e, f y g).



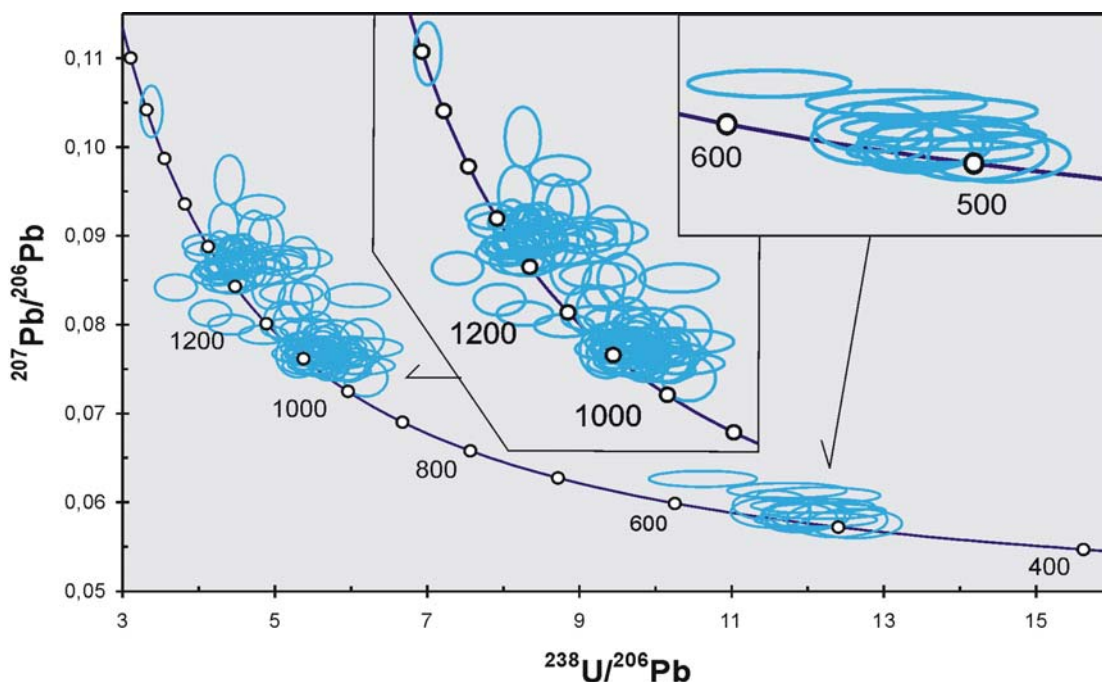
**Figura IIID2-6.** Imágenes de CL de los circones analizados; a y b: circones con zonación oscilatoria y hábito prismático corto (poblaciones 2 y 3); c y d: cristales con zonación oscilatoria y hábito prismático largo (población 4); e, f y g: circones redondeados y con texturas complejas (poblaciones 1 y 2).

Los grupos entre 1350-1300 Ma (máximo ca. 1310 Ma, 22%) y 1434-1391Ma (máximo 1400 Ma, 8%) están formados por circones comparables con las poblaciones

2 y 3; bajo CL mostraron zonación oscilatoria característica de un origen magmático (Figura IIID2-6a, b y d). Además existen circones aislados con edades ca. 506 y 1540 Ma.

**Muestra QLPcz 2:** fueron analizados 135 granos individuales de circones detríticos, se descartaron 36 análisis principalmente porque los cristales presentaron texturas complejas, núcleos y/o inclusiones que afectaron las edades, resultando discordantes (>20%). Los 99 análisis con edades concordantes se distribuyen en los siguientes rangos temporales: 697-590 Ma (12%), 1228-1042 Ma (43%) y 1492-1273 Ma (40%) (Figura IIID2-7 y 8).

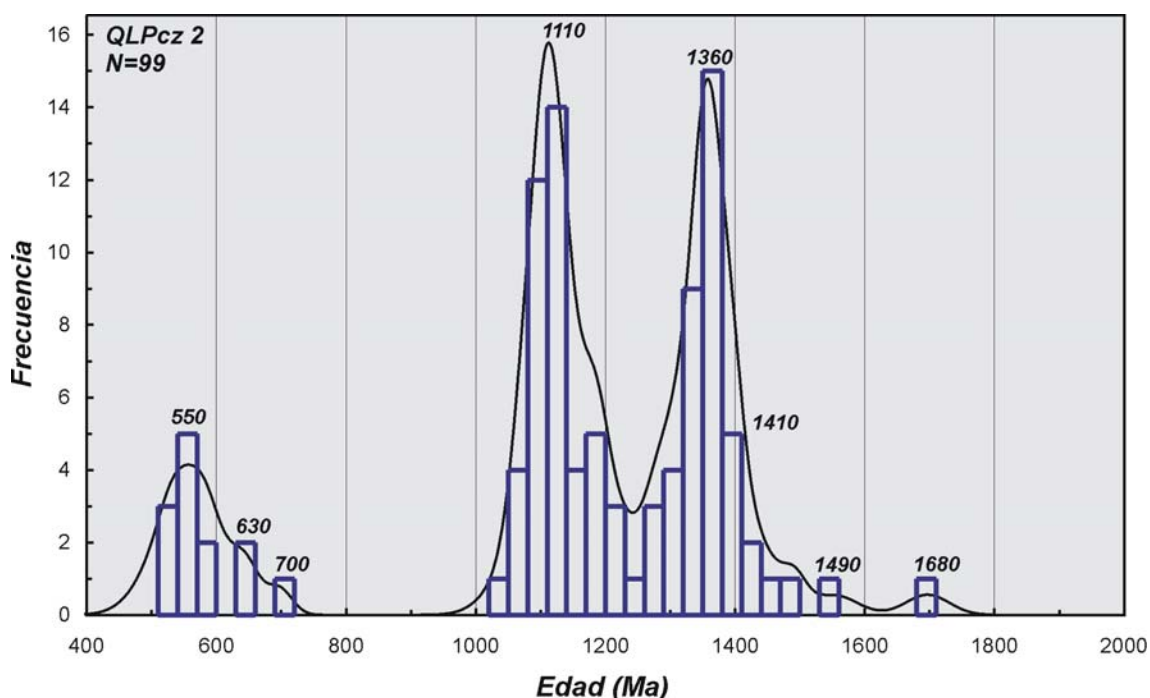
El grupo más joven de circones presenta un pico máximo ca. 550 Ma representado por el 7% de la población (568-532 Ma) y otro a los ca. 640 Ma por el 5% (697-590 Ma) (Figura IIID2-8). Se caracterizan por ser cristales de gran tamaño, hábito prismático y estar medianamente redondeados (población 2); en las imágenes de CL muestran baja luminiscencia y se observan oscuros o con una zonación oscilatoria muy poco evidente (Figura IIID2-9a), indicando un origen probablemente magmático pero afectado por metamorfismo.



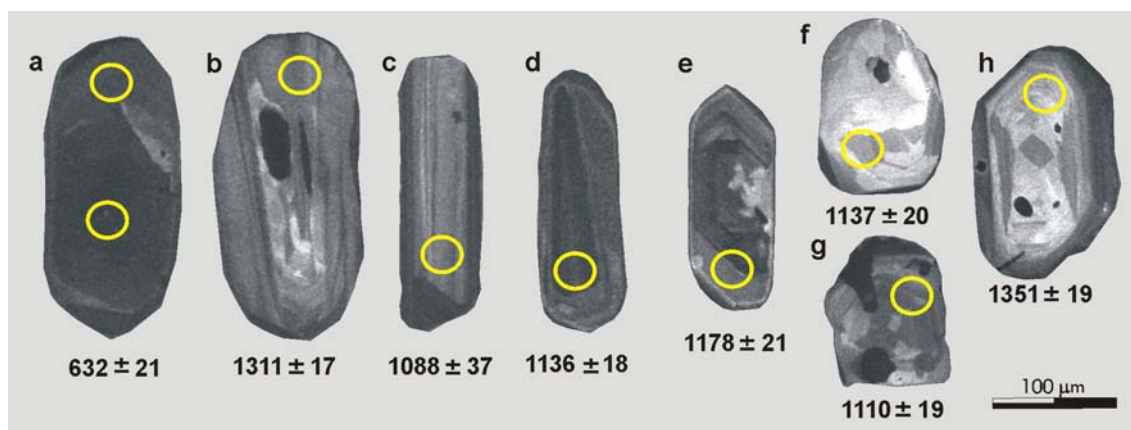
**Figura IIID2-7.** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb de la muestra QLPcz 2, Cuarcita El Quemado.

Los circones con edades entre 1228-1042 Ma (pico máximo ca. 1115 Ma) representan el 43% del total analizados, y se pueden separar dos grupos con variedades morfológicas y en su estructura interna; un grupo se diferencia por su

zonación oscilatoria y el hábito prismático alargado de sus cristales (Figura IID2-9c, d y e), probablemente de origen volcánico; las edades encontradas son ca. 1090 Ma (población 4); el otro grupo se caracteriza por presentar estructura interna compleja, bordes de recristalización importante, formas redondeadas (población 1), oscuros y de baja luminiscencia (Figura IID2-9f y g), sugiriendo un origen metamórfico; son estos los que tienen las edades más antiguas ca. 1200 Ma.



**Figura IID2-8.** Diagrama de frecuencia relativa con las edades U/Pb encontradas en los circones detríticos de la muestra QLPcz 2, Cuarcita El Quemado.

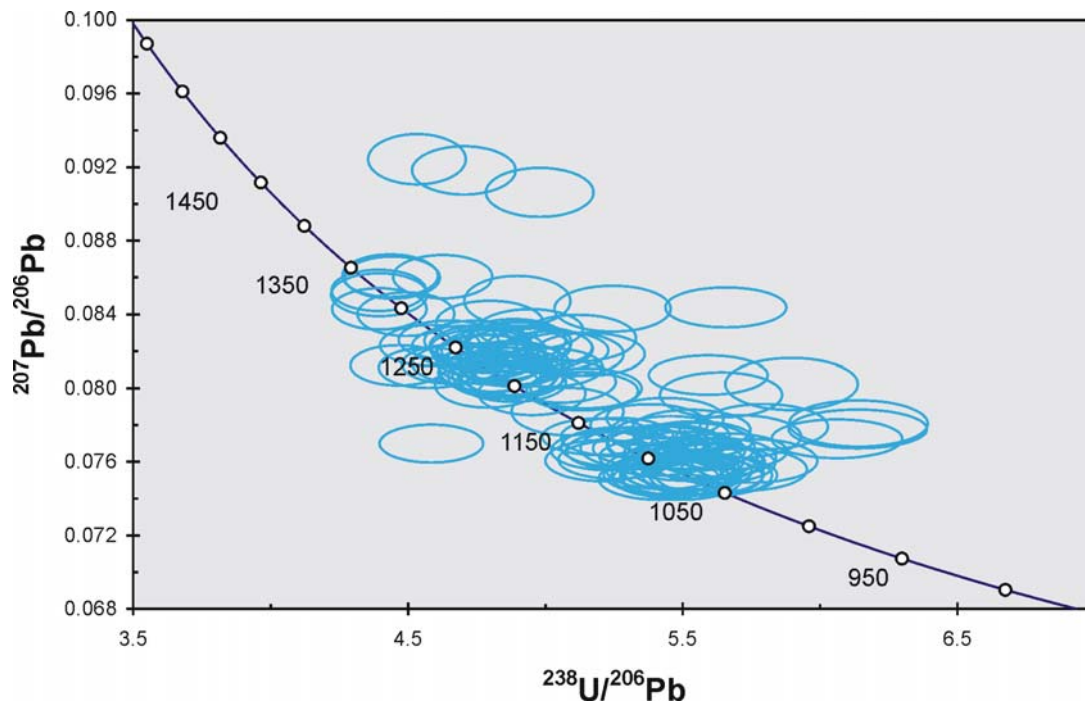


**Figura IID2-9.** Imágenes de CL de los circones analizados (muestra QLPcz 2); a y b: circones de gran tamaño, zonación oscilatoria e inclusiones (población 2); c, d y e: cristales con zonación oscilatoria y hábito prismático largo (población 4); f: circón redondeado con zonación difusa; g y h: circones redondeados y con texturas complejas (población 1).

El grupo con edades ca. 1360 Ma (1492-1273 Ma) se caracterizan por cristales de gran tamaño, formas redondeadas y hábito prismático corto (población 2); las

imágenes CL mostraron mayormente zonaciones oscilatorias de origen magmático (Figura IIID2-9b), aunque también hay que destacar que existen algunos cristales con texturas complejas (Figura IIID2-9h), de menor tamaño (población 1) y vinculados a un origen metamórfico. A su vez, se observaron circones con edades aisladas a los ca. 1553 Ma y 1697 Ma.

**Muestra QPir 3:** se separaron más de 200 cristales de circones detríticos de la muestra y fueron analizados un total de 125 granos individuales. Fueron rechazadas 16 dataciones por presentar edades discordantes (>20%) producidas por la presencia de núcleos, inclusiones y bordes metamórficos que afectaron la edad calculada. Los 109 circones que arrojaron edades concordantes se distribuyen en tres intervalos temporales principales: 1166-1070 Ma (50%), 1262-1188 Ma (44%) y 1340-1274 Ma (11%) (Figuras IIID2-10 y 11).

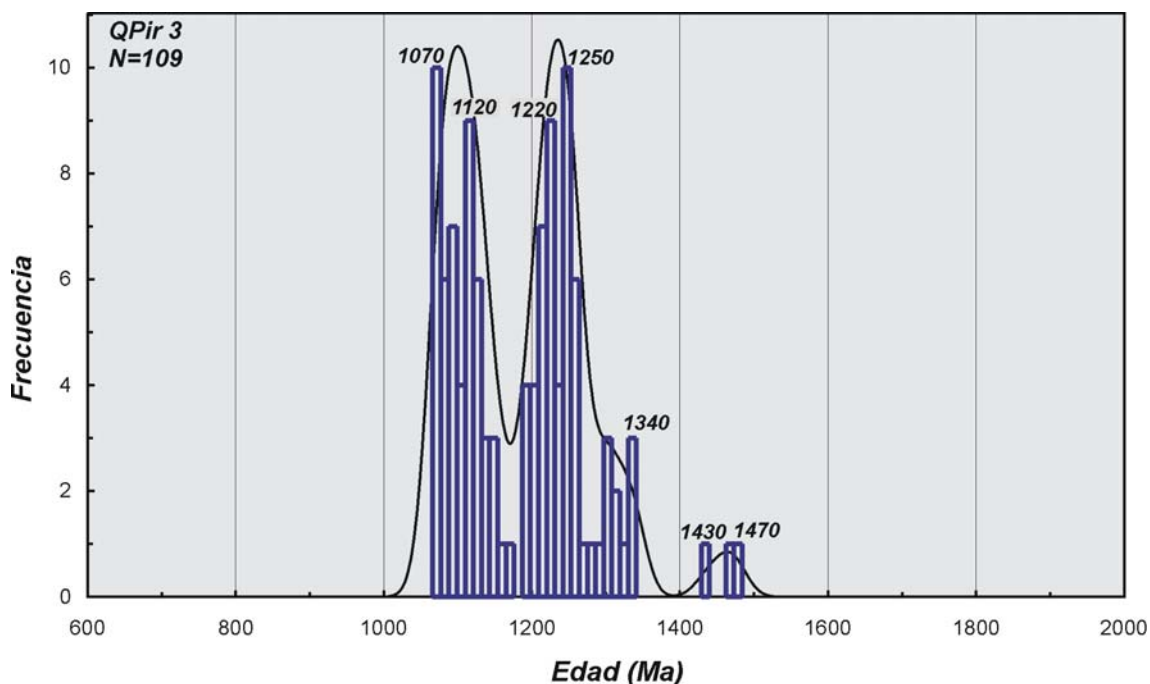


**Figura IIID2-10.** Diagrama Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb de la muestra QPir 3, Cuarcita El Quemado.

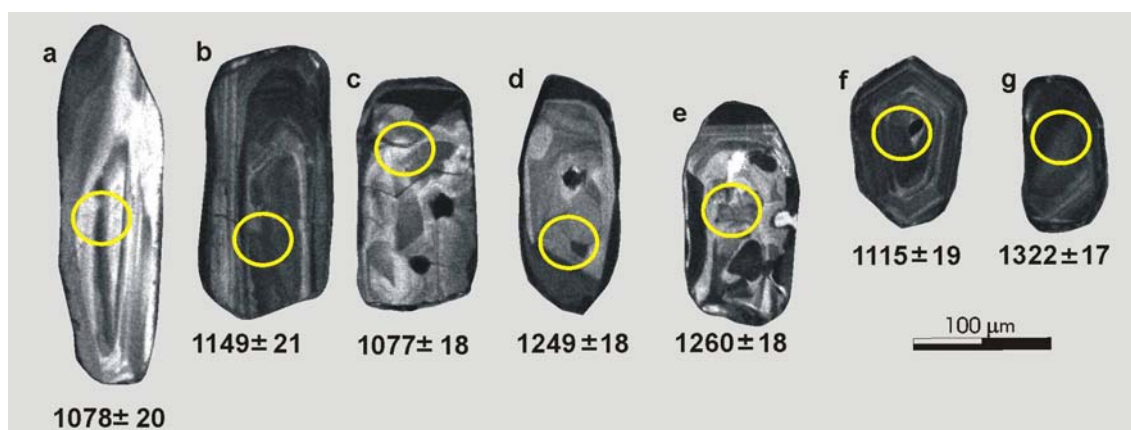
La población más representativa posee un rango de edad entre 1166 y 1070 Ma (50%) y picos de máxima frecuencia ca. 1070 y 1120 Ma (Figura IIID2-11), se corresponden con las poblaciones 1 y 3 descritas en el capítulo IIIB. En las imágenes CL se caracterizan por mostrar baja luminiscencia y texturas mayormente metamórficas, en parches y/o con engolfamientos (Figura IIID2-12c). Además se distinguen circones de hábito prismático largo (población 4) y texturas ígneas

(zonación oscilatoria) con edades aproximadas al pico de ca. 1070 Ma (Figura IID2-12a y b); éstas sugieren una fuente desde áreas volcánicas para esta edad.

El otro con edades entre 1262 y 1188 Ma (44%) presentó dos picos importantes ca. 1220 y 1250 Ma; en este conjunto se observaron principalmente circones de hábito prismático corto (población 1) y en las imágenes CL presentan baja luminiscencia, indicando un origen metamórfico para estos cristales.



**Figura IID2-11.** Diagrama de frecuencia relativa con las edades U/Pb de los circones detríticos separados de la muestra QPir 3, Cuarcita El Quemado.



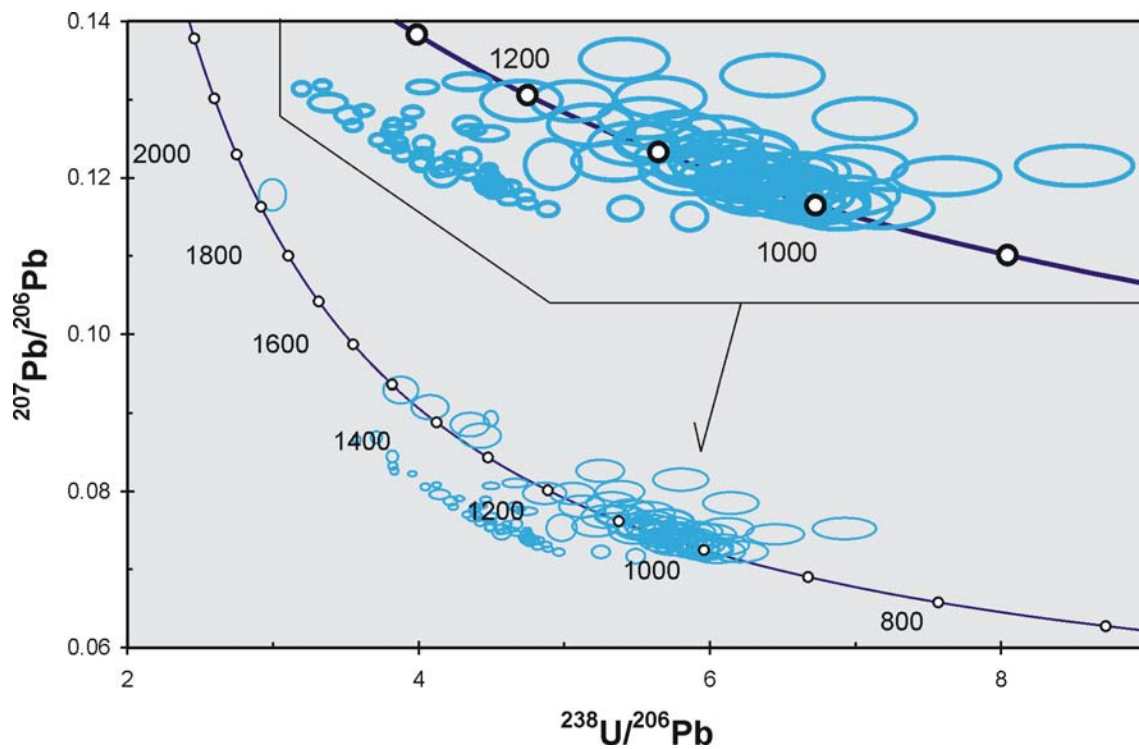
**Figura IID2-12.** Imágenes de CL de los circones analizados de la muestra QPir 3; a y b: circones de gran tamaño y subidiomorfos (poblaciones 3 y 4); c d y e: circones con texturas complejas (poblaciones 1 y 2); f y g: cristales con baja luminiscencia pero donde se puede diferenciar una zonación oscilatoria (población 1).

El último conjunto es el menos abundante y lo integran circones con edades entre 1340 y 1274 Ma (11%) y con frecuencias máximas a los ca. 1300 y 1340 Ma.

Estos circones también tienen texturas metamórficas pero fueron observados algunos cristales con zonación oscilatoria, sugiriendo un origen magmático para los mismos (Figura IIID2-12g).

A su vez se destacan circones con edades individuales ca. 1476, 1464 y 1439 Ma (3%), estos son de tamaño pequeño con formas redondeadas y en las imágenes de CL se observaron oscuros y con muy poca luminiscencia, sugiriendo un origen metamórfico.

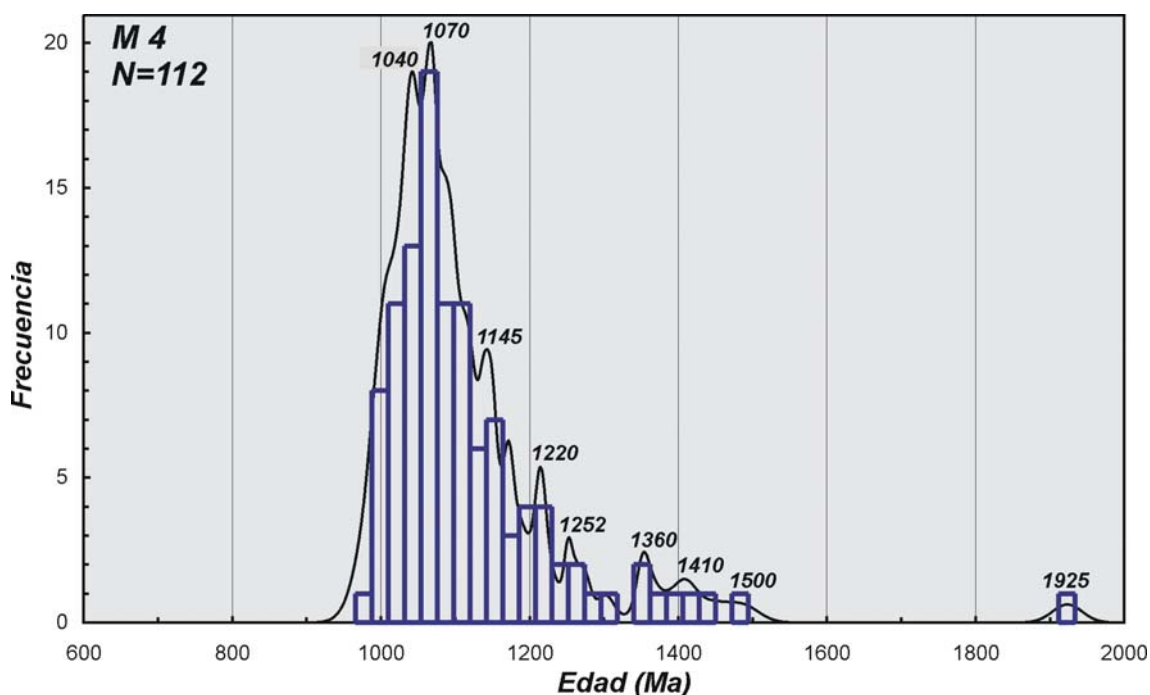
**Muestra M 4:** fueron separados en forma aleatoria 125 circones y analizados por U/Pb; se descartaron 13 dataciones porque presentaron edades discordantes (>20%) causadas por la presencia de núcleos, inclusiones y bordes metamórficos recristalizados que afectaron la edad de cristalización. Los análisis elegidos comprenden 112 dataciones donde la discordancia es relativamente elevada (aproximadamente 15%) en varios análisis (Figura IIID2-13).



**Figura IIID2-13.** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg con las dataciones U/Pb de los circones separados de la muestra M 4, Cuarcita El Quemado.

Las edades fueron agrupadas en tres rangos temporales principales: 977-1166 Ma (86%), 1275-1171 Ma (15%) y 1490-1303 Ma (7%). Como se puede observar estos son un tanto diferentes a los observados en las muestras analizadas anteriormente de la Cuarcita El Quemado (Figura IIID2-14).

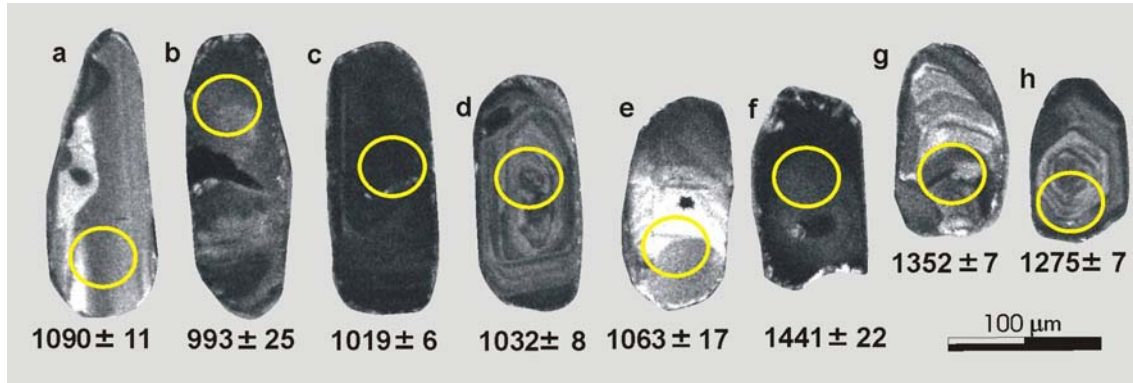
El intervalo principal con edades entre 977 y 1166 Ma está representado por el 86% del total de los circones analizados y se observaron picos dominantes a los ca. 1040, 1070 y 1145 Ma (Figura IIID2-14). Los circones encontrados con edades de ca. 1040 y 1070 Ma se caracterizan por presentar formas generalmente redondeadas, aunque existen un grupo de circones con hábito prismático corto y subredondeados (poblaciones 1 y 3). En las imágenes CL presentan texturas complejas, con baja luminiscencia vinculadas probablemente a un origen metamórfico (Figura IIID2-15a, b, c y e). Con edades ca. 1040 Ma se observaron muy pocos cristales con las formas de la población 3 y con zonación oscilatoria, indicando un origen magmático (Figura IIID2-15d). Un conjunto de circones con edades aproximadas al pico de 1145 Ma se distinguen por presentar pequeño tamaño (100  $\mu$ ), formas idiomorfas a subidiomorfas y hábito prismático corto (población 2); en las imágenes CL se destacan texturas con zonación oscilatoria sugiriendo un origen ígneo.



**Figura IIID2-14.** Histograma de frecuencia relativa con las edades calculadas de los circones detríticos de la muestra M 4, observar la diferencia con los diagramas de las muestras QLPcz 1, QLPcz 2 y QPir 3, Cuarcita El Quemado.

Las demás edades son de menor importancia estadísticamente, hay un grupo con edades entre 1275 y 1171 Ma (15%) (Figura IIID2-14), en general en las imágenes CL no se distinguen bien las texturas internas por su muy baja luminiscencia, probablemente producto de efectos metamórficos aunque puede distinguirse alguna zonación oscilatoria (Figura IIID2-15h). Otro conjunto de circones tiene edades en el rango 1490-1303 Ma y están poco representados (7%); aparecen algunos cristales con

textura interna oscilatoria indicando un origen magmático (circones con edades ca. 1360 Ma) (Figura IIID2-15g). Además, se encontró un circón con una edad de 1923 Ma de forma muy redondeada, tamaño pequeño (<100  $\mu$ ) y en las imágenes de CL aparece muy oscuro (Figura IIID2-15f).



**Figura IIID2-15.** Imágenes de CL de los circones analizados (M4); a b y c: cristales de gran tamaño, redondeados y de hábito prismático (poblaciones 1 y 3); d: circón con zonación oscilatoria; e y f: circones subredondeados y con texturas metamórficas; g y h: circones redondeados y con texturas ígneas (población 3).

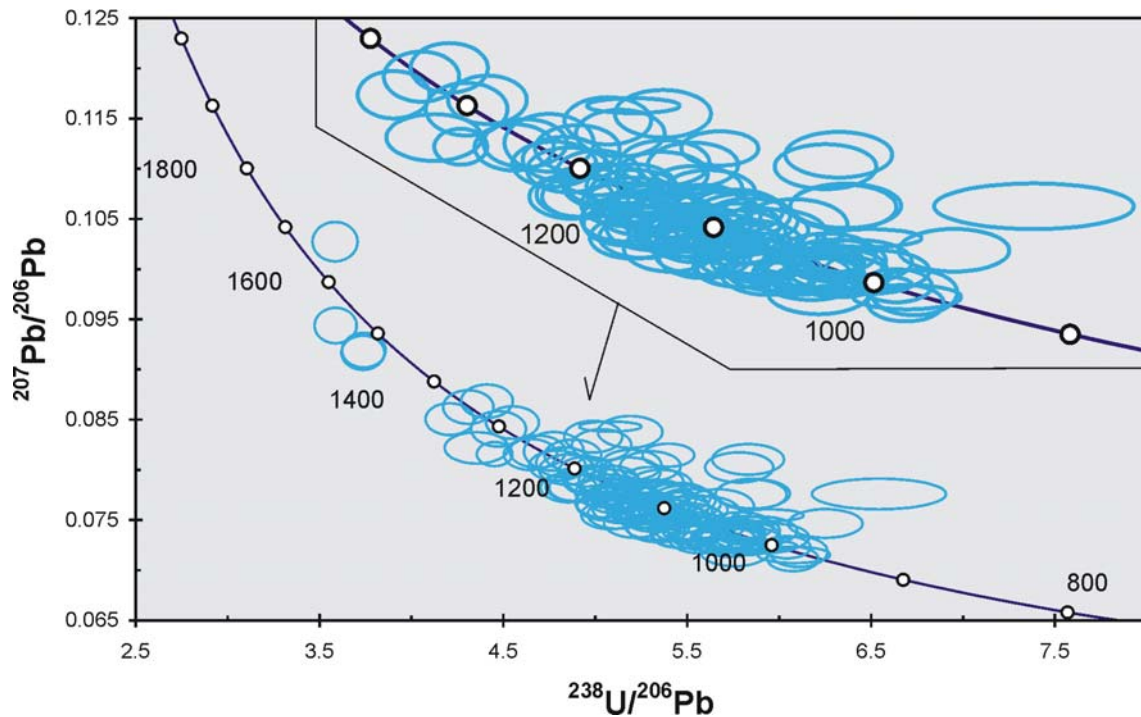
### Formación La Paz

**Muestra M 5:** se analizaron 130 cristales de circones detríticos de esta unidad, 29 fueron descartadas porque produjeron edades discordantes (>20%); en las imágenes CL se observó que éstos son circones oscuros y de baja luminiscencia, indicando una pérdida de Pb probablemente por eventos metamórficos; también se desecharon circones con texturas complejas, inclusiones y bordes de recristalización. Los 111 análisis seleccionados presentan en general edades concordantes (discordancia < 5%) y se agrupan principalmente en cuatro intervalos de tiempo: 1062-961 Ma (29%), 1118-1070 Ma (23%), 1257-1191 Ma (15%) y 1276-1357 (7%) (Figuras IIID2-16 y 17).

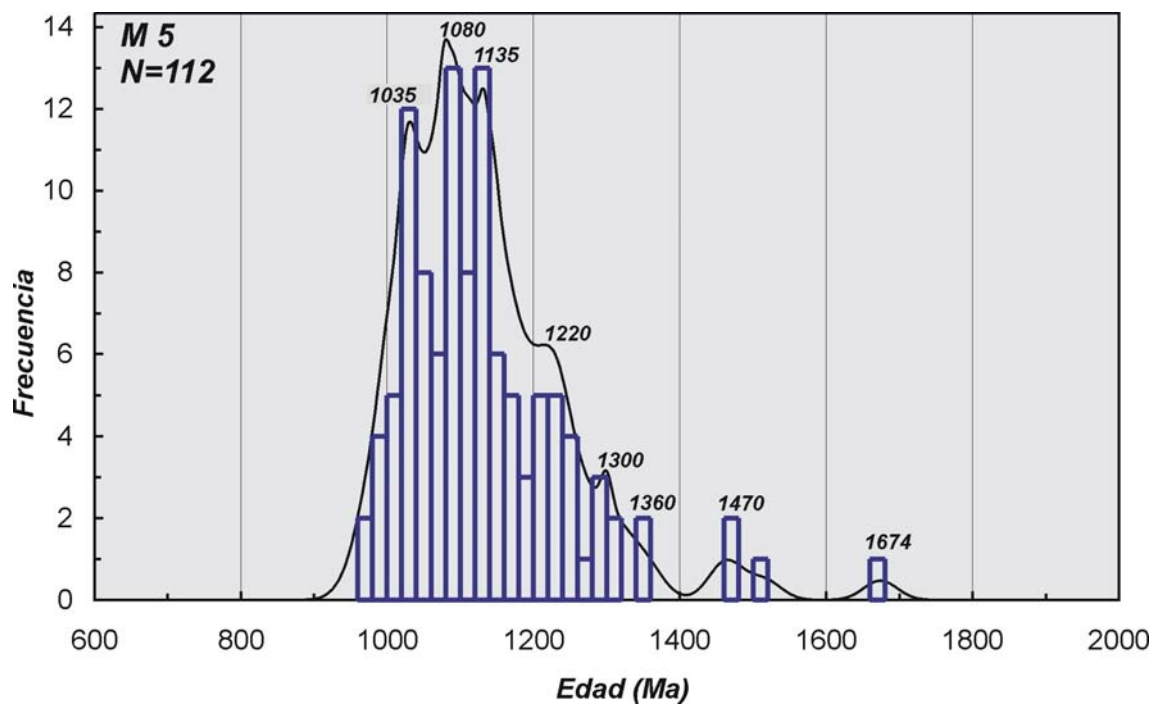
El grupo de circones de mayor representatividad (29%) corresponde a los cristales con edades entre 1062 y 961 Ma, están integrados por las poblaciones 1 y 4 descritas en el capítulo IIIB. Las imágenes CL mostraron que poseen baja luminiscencia y con formas redondeadas, típicos de circones metamórficos (Figura IIID2-18e y f). Con edades ca. 1035 Ma aparecen circones con hábito prismático largo (población 2) y zonación oscilatoria producto de cristalización magmática (Figura IIID2-18a, b, c y d), probablemente de origen volcánico.

Los intervalos que abarcan edades entre 1118 y 1070 Ma (pico dominante ca. 1080 Ma; 23%) y entre 1171 y 1121 Ma (pico ca. 1135 Ma; 22%) se caracterizan por

presentar cristales redondeados a subredondeados agrupados en las poblaciones 1 y 4 (capítulo IIIB). Las imágenes CL mostraron típicos circones oscuros y de baja luminiscencia sugiriendo un origen metamórfico. Cabe destacar que en el último grupo se observaron algunos pocos circones con zonación oscilatoria de origen ígneo.

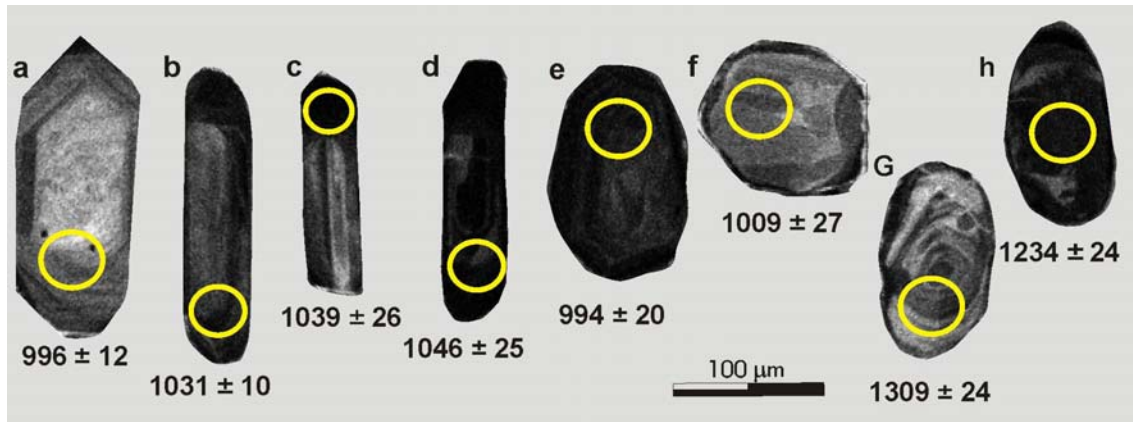


**Figura IIID2-16.** Diagrama Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb analizados sobre los circones detríticos de la muestra M 5, Formación La Paz.



**Figura IIID2-17.** Histograma de frecuencia relativa con las edades U/Pb en circones detríticos de la muestra M5, Formación La Paz.

Los circones agrupados en el intervalo 1257-1191 Ma (pico ca. 1220 Ma; 15%) también poseen texturas complejas que indican un origen metamórfico para estos cristales (figura IID2-18h).

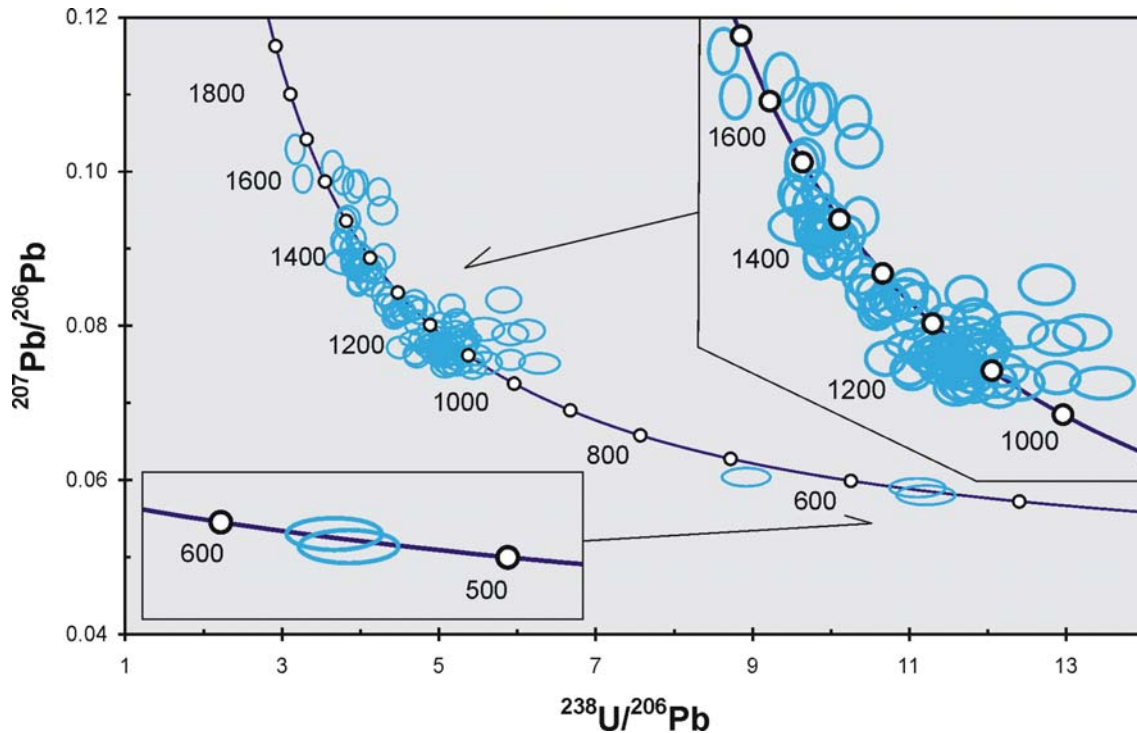


**Figura IID2-18.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra M 5; a: cristal idiomorfo, hábito prismático y zonación oscilatoria; b, c y d: circones con hábito prismático largo y con baja luminiscencia, zonación oscilatoria? (población 3); e: y f: circones redondeados, con baja luminiscencia y texturas complejas (poblaciones 1 y 4); g: cristal de hábito prismático corto y zonación oscilatoria; h: circón oscuro y de baja luminiscencia vinculado a un origen metamórfico.

Por último se encuentra un grupo de circones menos abundantes y con edades entre 1276-1357 Ma y ca. 1460 Ma (representados por el 7%), son de gran tamaño, comparables morfológicamente con la población 3. Generalmente muestran zonación oscilatoria ígnea (Figura IID2-18g); aunque también se distinguieron texturas complejas y granos de baja luminiscencia más vinculados a un origen metamórfico.

### **Formación El Desecho**

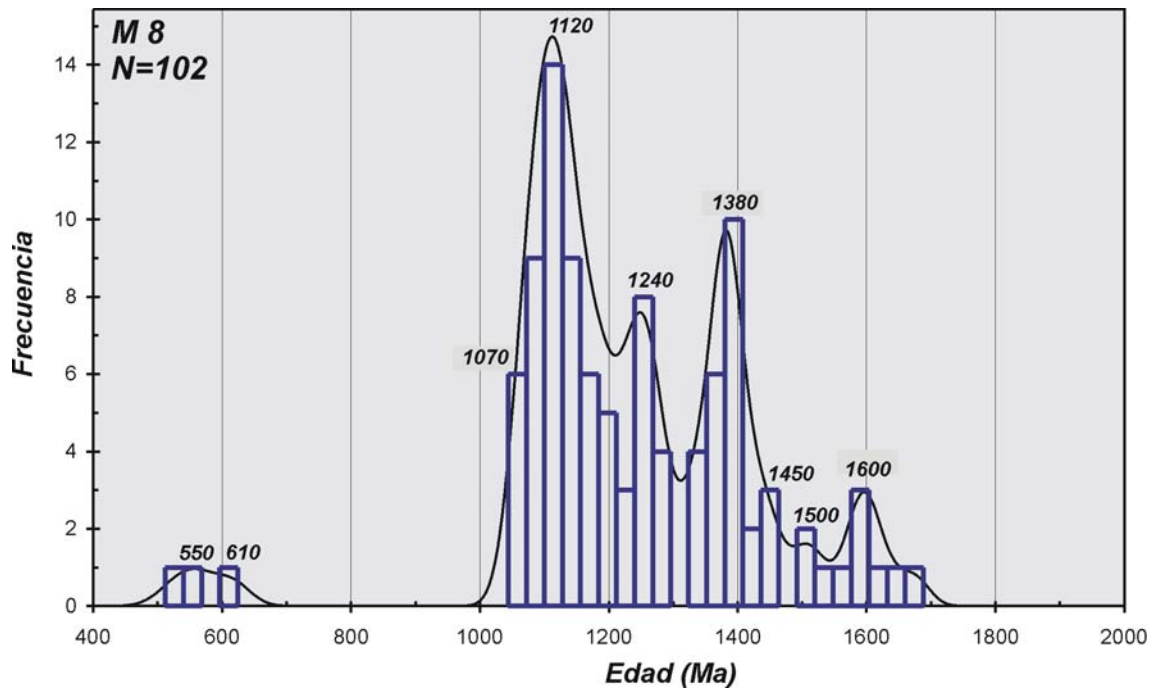
**Muestra M 8:** En esta meta-arenisca carbonática los circones no son abundantes pero igualmente se pudieron separar unos 200 cristales entre los cuales fueron analizados 118. Nueve presentaron edades discordantes (>20%) y se descartaron; otros seis se rechazaron porque las dataciones fueron afectadas por inclusiones y/o núcleos heredados. Los análisis seleccionados suman 102 y se agruparon en varios intervalos de edades: 531-617 Ma (3%), 1186-1054 Ma (44%), 1293-1203 Ma (19%), 1460-1326 Ma (25%), 1527-1493 Ma (3%) y 1677-1574 Ma (7%) (Figuras IID2-19 y 20).



**Figura IIID2-19.** Diagrama Tera-Wasserburg de las relaciones isotópicas U/Pb de la muestra M 8, correspondiente a la Formación El Desecho.

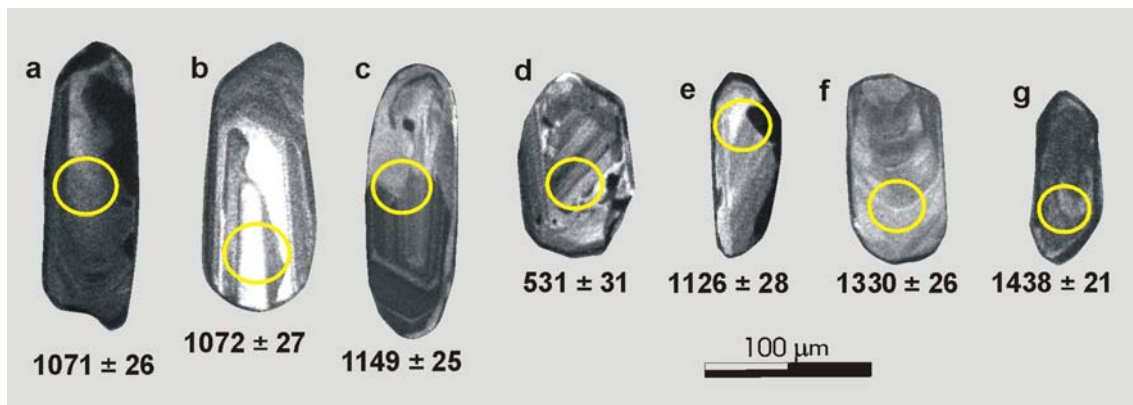
El grupo de edades más jóvenes está integrado por tres circones con edades con baja discordancia (<11%) ca. 531, 567 y 617 Ma; representan aproximadamente el 3% del total y forman un pico de máxima frecuencia ca. 550 Ma. Los cristales son de pequeño tamaño (<100  $\mu$ ), forma subredondeada y hábito prismático corto; en las imágenes de CL muestran texturas internas con zonación oscilatoria, sugiriendo un origen ígneo (Figura IIID2-21d). Este grupo es comparable en edad al que aparece en la muestra QLPcz 2 de la Cuarcita El Quemado (Figuras IIID2-8 y 20).

El segundo grupo es uno de los más representativos (44%), abarca edades entre 1186 y 1054 Ma, posee un pico de máxima frecuencia ca. 1120 Ma y picos menores ca. 1070 y 1180 Ma. En general este grupo se caracteriza por presentar circones con formas subredondeadas, hábito prismático corto y muchos cristales aparecen quebrados. En las imágenes CL se observan oscuros o con muy baja luminiscencia, originado probablemente por metamorfismo (Figura IIID2-21e). Los circones con edades ca. 1070 Ma se distinguen porque tienen hábito prismático largo y forma subredondeada; la textura interna presenta zonación oscilatoria, indicando un origen magmático (Figura IIID2-21a y b). También se distinguen cristales con edades ca. 1140 Ma y texturas ígneas (Figuras IIID2-21c).



**Figura IIID2-20.** Diagrama de frecuencia relativa con las edades U/Pb en circones detríticos de la muestra M8, Formación El Desecho.

Otro grupo lo integran circones entre 1293 y 1203 Ma de edad y con un pico de máxima frecuencia ca. 1240 Ma (19%); estos cristales están caracterizados por presentar formas prismáticas y bajo CL presentaron zonación oscilatoria de origen magmático, se observan bordes externos de recrecimiento metamórfico.



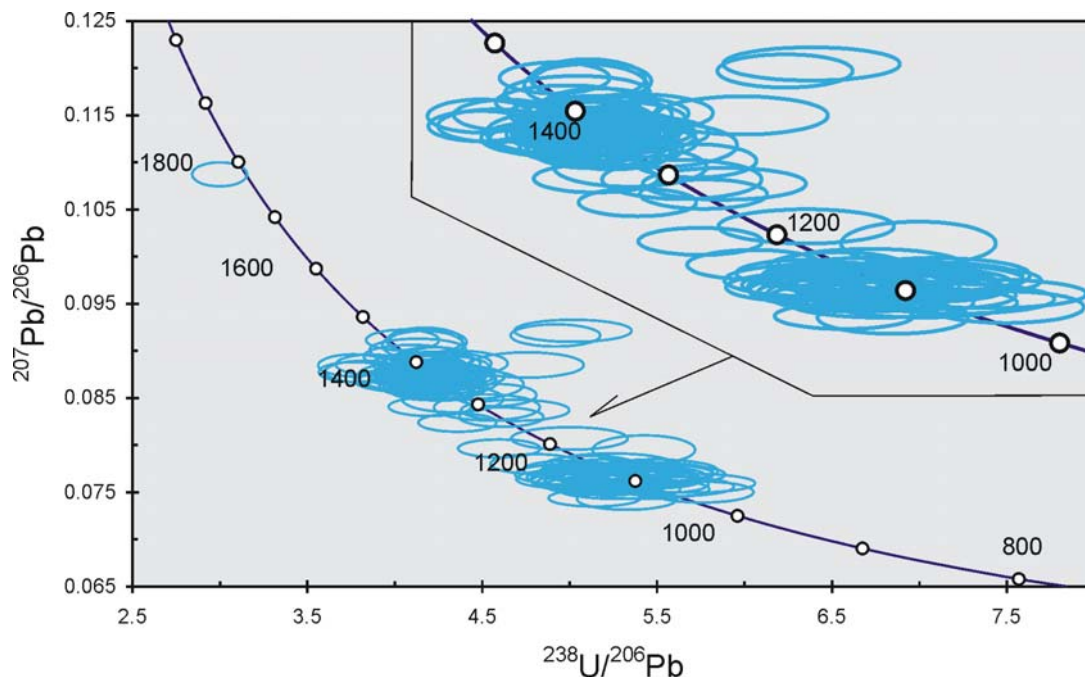
**Figura IIID2-21.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra M 8; a, b y c: cristales subidiomorfos, hábito prismático y zonación oscilatoria; d: circón subredondeado y zonación oscilatoria?; e, f y g: circones de prismas cortos y suredondados.

El conjunto de circones con edades entre 1460 y 1326 Ma presentan un pico importante a los ca. 1380 Ma y otro menor a los ca. 1450 Ma (Figura IIID2-20). Los circones con edades aproximadas a 1380 Ma se caracterizan por su textura interna de tipo oscilatoria (Figura IIID2-21f), mientras que los más antiguos (ca. 1450 Ma) son oscuros y con baja luminiscencia evidenciando un origen probablemente metamórfico

(Figura IIID2-21g). A su vez, fueron definidos dos grupos mucho menos representativos y que abarcan intervalos entre 1527-1493 Ma (3%) y 1677-1574 Ma (7%) (Figura IIID2-20); las imágenes de CL muestran circones oscuros, con estructuras complejas, texturas en parches, núcleos heredados y también bordes de recrecimiento secundario metamórficos.

### Caliza Angacos

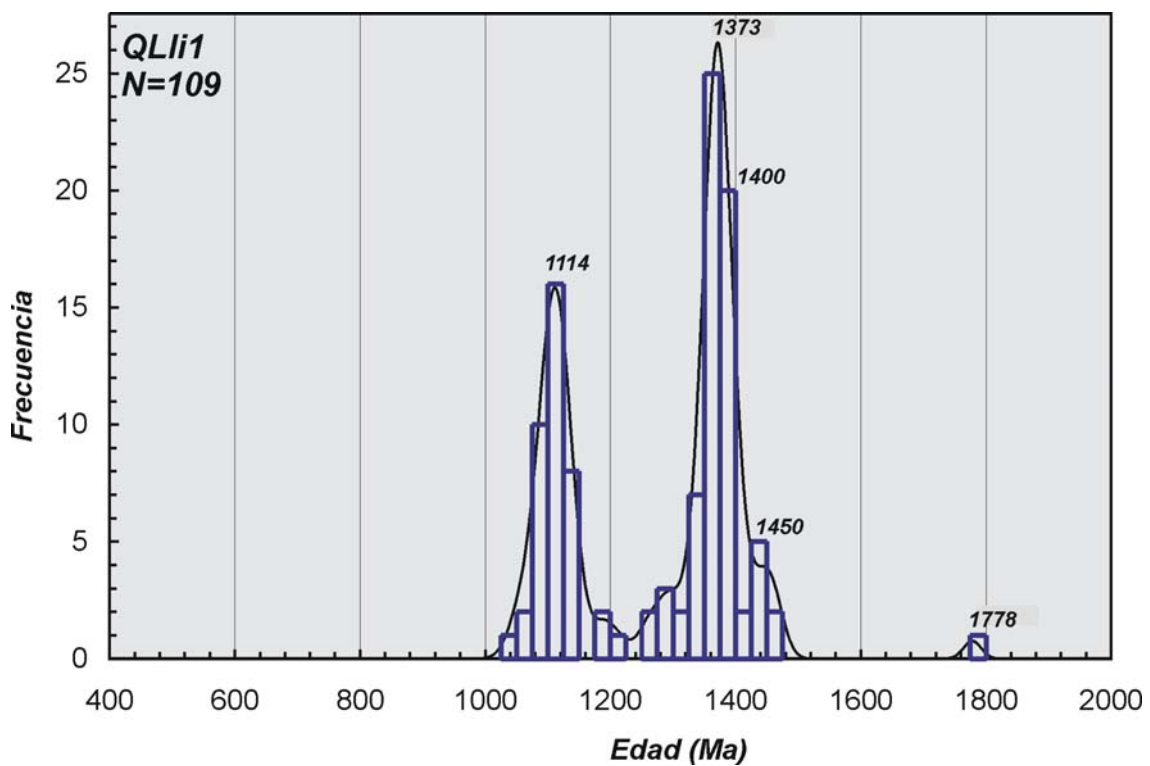
**Muestra QLi 1:** se obtuvieron 142 análisis de circones detríticos separados de un nivel silicoclástico de la Caliza Angacos; 33 dataciones fueron excluidas porque los cristales arrojaron edades discordantes (>20%). Estos muestran en las imágenes de CL principalmente texturas complejas, en parches, con bordes recristalizados, y también muchos son de baja luminiscencia, característico de circones originados probablemente por eventos metamórficos de alto grado. Las edades escogidas, la mayoría presenta una discordancia menor de 5% (Figura IIID2-22), se distribuyen en dos intervalos de tiempo principales: 1148-1050 Ma (con un pico máximo a los 1114 Ma; 35%) y 1471-1313 Ma (picos dominantes ca. 1373, 1400 y 1450 Ma; 58 %). También hay circones con edades aisladas en el intervalo 1312 a 1149 Ma (7%) y un círculo de edad paleoproterozoica (Figura IIID2-23).



**Figura IIID2-22.** Diagrama Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb de los circones analizados de la muestra QLi 1, perteneciente a la Caliza Angacos.

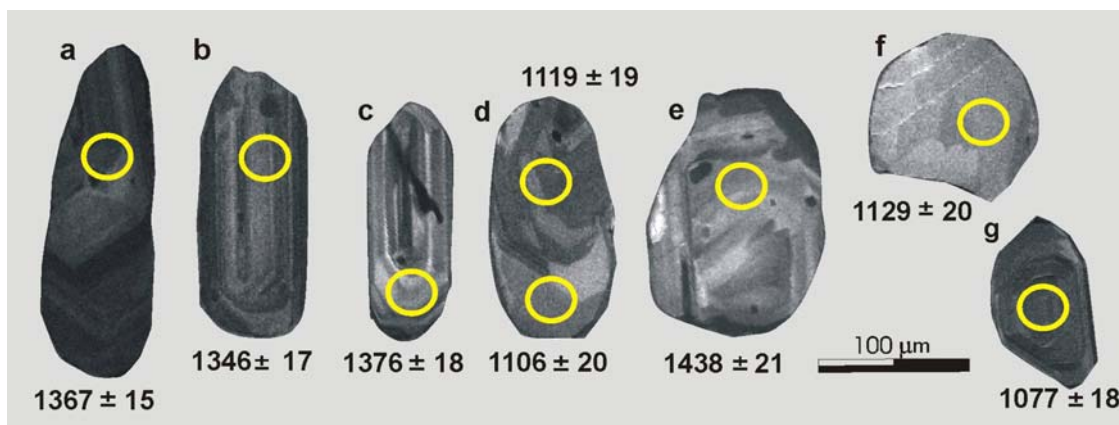
El grupo más representativo estadísticamente lo componen los circones con edades ca. 1373 Ma (Figura IIID2-23) de la población 3 descrita anteriormente (capítulo IIIB). En el análisis de CL se observaron mayormente texturas ígneas caracterizadas por zonación oscilatoria y numerosas inclusiones (Figura IIID2-24c). En menor proporción se encontraron circones con texturas complejas, en parches y difusas, originadas probablemente en condiciones de metamorfismo elevado (Figura IIID2-24e).

A su vez, con edades ca. 1373 Ma aparecen circones con inclusiones, hábito prismático largo (población 3) y principalmente con zonación oscilatoria (Figura IIID2-24a y b), indicando un origen magmático y probablemente volcánico.



**Figura IIID2-23.** Histograma de frecuencia relativa con las edades analizadas sobre circones detríticos separados de un nivel silicoclástico intercalado en la Caliza Angacos (muestra QLli1).

Por otro lado, los circones de las poblaciones 1 y 2 (descriptas en el capítulo IIIB), coinciden mayormente con los circones de edades grenvillianas (ca. 1114 Ma) y de origen principalmente metamórfico evidenciado por las texturas internas complejas; sin embargo, en este rango de edades también se observaron algunos cristales con texturas ígneas (Figura IIID2-24g).



**Figura IIID2-24.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra QLLi 1; a b y c: cristales de hábito prismático y zonación oscilatoria (población 3); d, e y f: circones con texturas complejas probablemente metamórficas (poblaciones 1 y 2); g: circón pequeño, con hábito prismático corto y zonación oscilatoria.

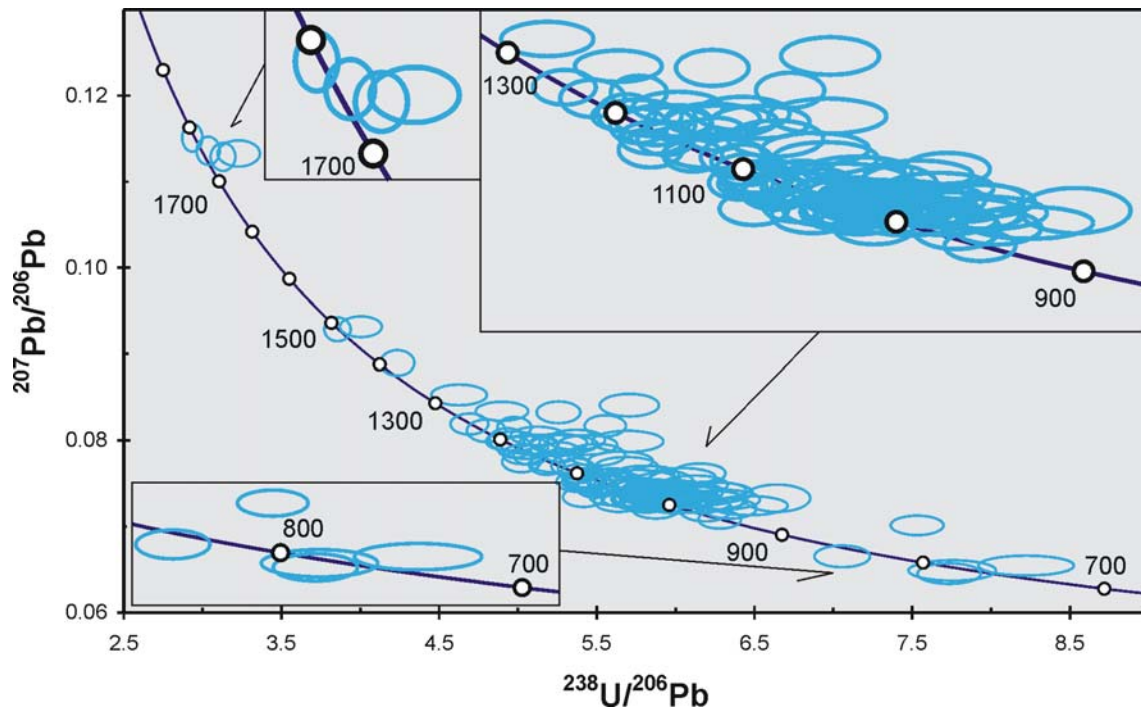
## CERRO VALDIVIA

**Muestra CV 1:** fueron analizados en total 131 circones detríticos separados de una cuarcita cuarzo-micácea colectada en el sector sur del cerro Valdivia (ver Figura IIID2-3). Se descartaron 21 dataciones que resultaron con edades discordantes (>20%), estos circones se caracterizan por tener baja luminiscencia y texturas complejas producidas probablemente por eventos metamórficos que afectaron las edades originales. Se observaron granos con inclusiones y bordes de recristalización que arrojaron edades discordantes, las que tampoco fueron tomadas en cuenta en los resultados. Los 110 análisis de circones seleccionados presentaron edades con una discordancia menor al 5% (Figura IIID2-25) y se distribuyen en los siguientes rangos temporales: 823-759 Ma (3,5%), 1100-932 Ma (62%), 1199-1114 Ma (22%), 1295-1210 Ma (7%), 1491-1322 Ma (3,5%), más algunos circones antiguos con edades ca. 1860 Ma (3,5%) (Figura IIID2-26).

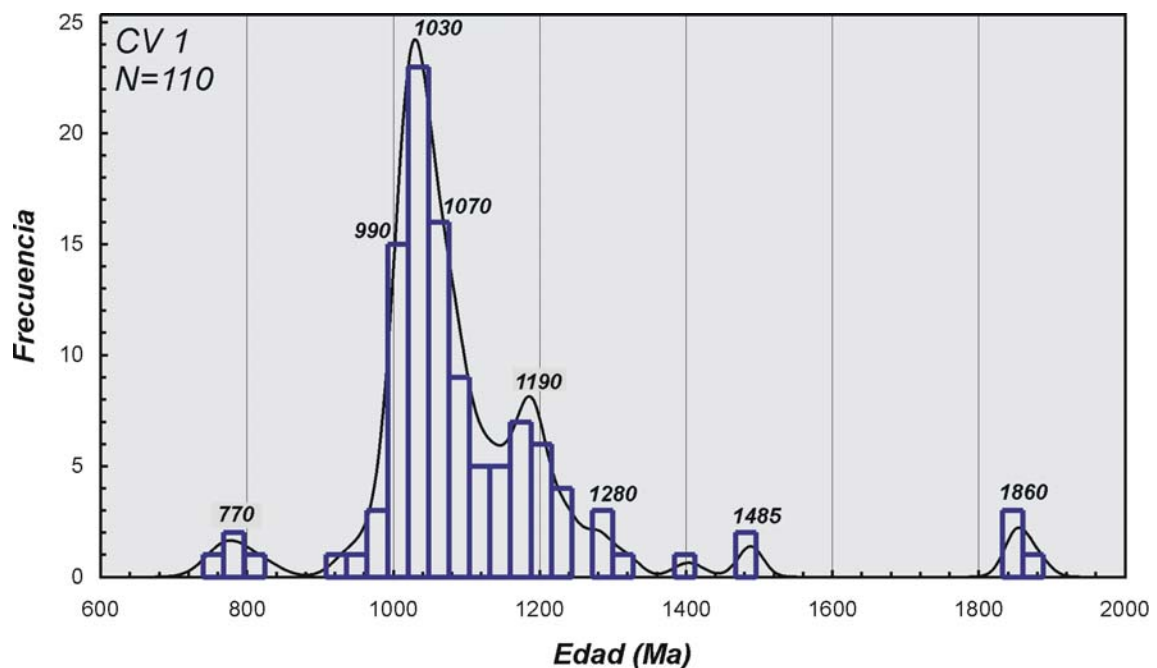
El conjunto de circones más jóvenes, 823-759 Ma, presenta una frecuencia máxima en 770 Ma (Figura IIID2-26). Este pequeño grupo se caracterizan por tener formas subidiomorfas y hábito prismático (población 1 descrita en el capítulo IIIB); en las imágenes CL presentan zonación oscilatoria indicando un origen ígneo (Figura IIID2-27c).

El grupo más importante con el 62% de la población total, comprende edades entre 1100 y 932 Ma, con picos de máxima frecuencia ca. 990, 1030 y 1070 Ma (Figura IIID2-26); están representados por una gran variedad de circones. Otro grupo se destaca por su hábito prismático (población 3) y porque en las imágenes CL mostraron zonación oscilatoria de origen ígneo, las edades encontradas son cercanas

a 1030 Ma (Figura IID2-27a, b, d, f y g). En menor proporción aparecen circones con formas redondeadas y hábito prismático corto. Otro grupo está conformado por las poblaciones 1 y 2, son cristales de origen metamórfico evidenciado por granos oscuros y texturas en parches; estos generalmente muestran edades de ca. 1070 Ma (Figura IID2-27e).

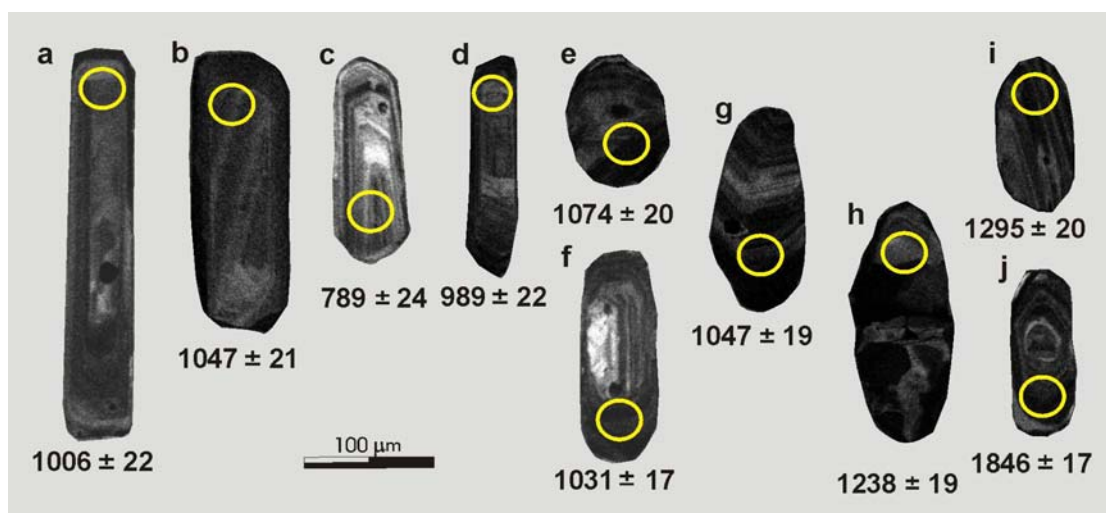


**Figura IID2-25.** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb analizadas en los circones encontrados en la muestra CV 1 (cerro Valdivia).



**Figura IID2-26.** Histograma de frecuencia relativa con las edades analizadas sobre los circones detríticos separados de una cuarcita cuarzo micácea, cerro Valdivia (muestra CV 1).

Entre 1199 y 1114 Ma se agrupan el 22% de los circones y poseen un pico de máxima frecuencia ca. 1190 Ma (Figura IIID2-26). Se caracterizan por ser pequeños granos de hábito prismático corto y de forma subredondeada (población 1); bajo CL presentan texturas internas complejas y de baja luminiscencia, indicando principalmente un origen metamórfico.



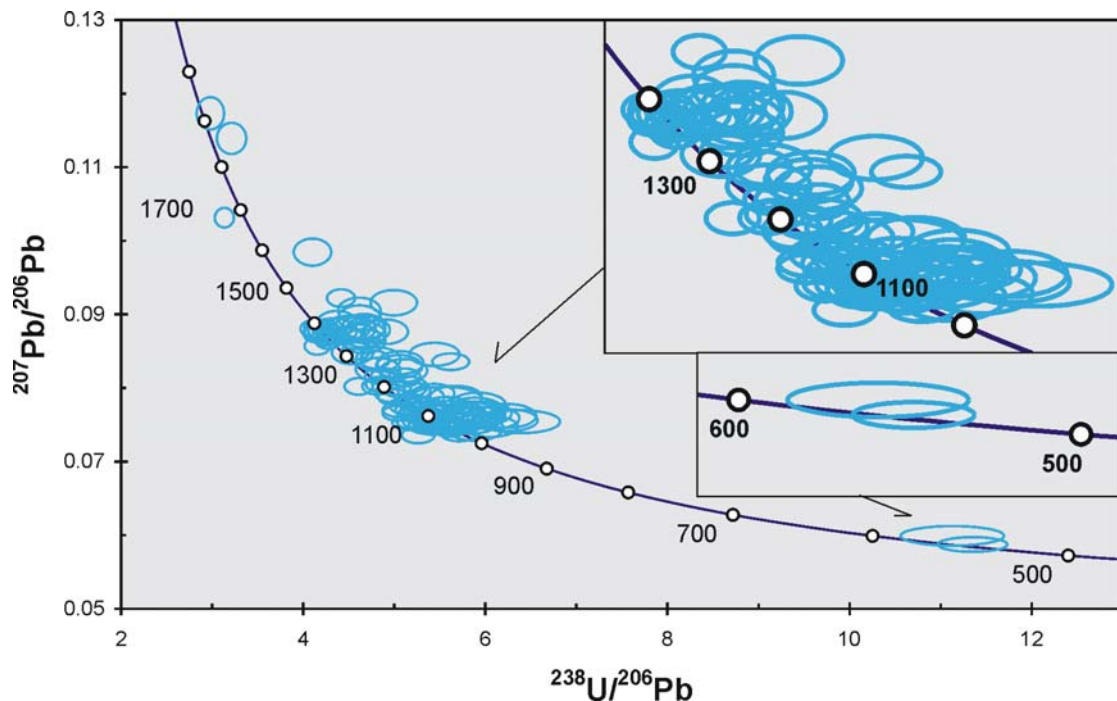
**Figura IIID2-27.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra CV 1; a: cristal idiomorfo, hábito prismático largo y zonación oscilatoria (población 3); b, c, d, f y g: circones con hábito prismático y zonación oscilatoria de origen ígneo (poblaciones 2 y 3); e: circón redondeado y con baja luminiscencia (población 1); h: circón prismático subredondeado y textura compleja; i y j: circones de hábito prismático y zonación oscilatoria (población 2).

Además aparecen pequeños picos entre: 1295-1210 Ma (pico ca. 1280 Ma; 7%), que pertenecen a la población 2; se trata de granos de tamaños considerables que presentan zonación oscilatoria de origen magmático (Figura IIID2-27h e i). Otro grupo compuesto por granos pequeños, de hábito prismático y redondeados, presentan texturas más complejas probablemente metamórficas, las edades varían entre 1491 y 1322 Ma (máxima frecuencia ca. 1485 Ma; 3,5%) (Figura IIID2-26). Los circones más antiguos arrojaron edades de aproximadamente 1860 Ma (3,5%) y poseen zonación oscilatoria indicando un origen magmático (Figura IIID2-27j).

## **CERRO SALINAS**

**Muestra CSal 3:** fueron analizados 133 granos de circones detríticos separados de una filita cuarzo-micácea con cemento carbonático aflorante en el sector sur del cerro Salinas. Las dataciones con edades discordantes (mayor a 20%), corresponden principalmente a circones con bordes recristalizados y con zonación

compleja, producidas probablemente por metamorfismo, fueron descartadas. Las dataciones de circones seleccionados resultaron 112 y se distribuyeron en los rangos temporales: 1115-1030 Ma (48%), 1209-1160 Ma (11%), 1317-1232 Ma (12%) y 1472-1332 Ma (24%) (Figuras IIID2-28 y 29).



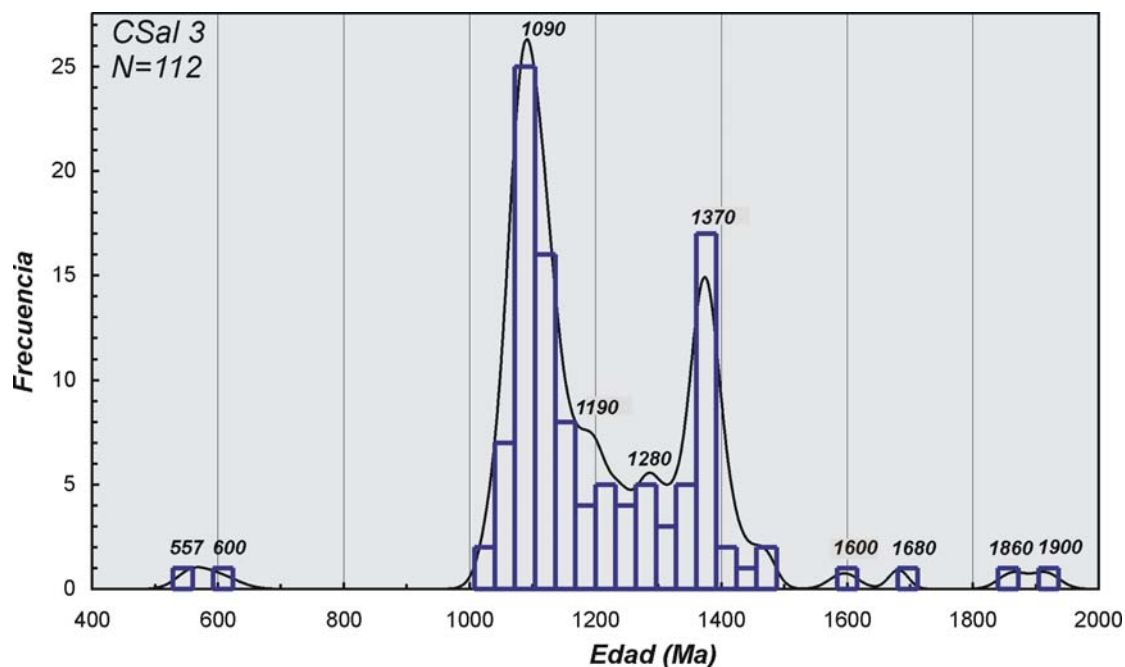
**Figura IIID2-28.** Diagrama Tera-Wasserburg de las dataciones U/Pb sobre los circones detríticos separados de la muestra CSal 3, cerro Salinas.

En grupo entre 1115 y 1030 Ma es el más importante con el 48% y presenta una frecuencia máxima a los 1090 Ma (Figura IIID2-29); está integrado por circones de tamaño pequeño y redondeados (población 1); las imágenes de CL mostraron baja luminiscencia y texturas complejas de origen metamórfico (Figura IIID2-30b y c). Dentro de este rango de edades también se encuentran circones de la población 2; bajo CL mostraron texturas internas ígneas (Figura IIID2-30d, e y f).

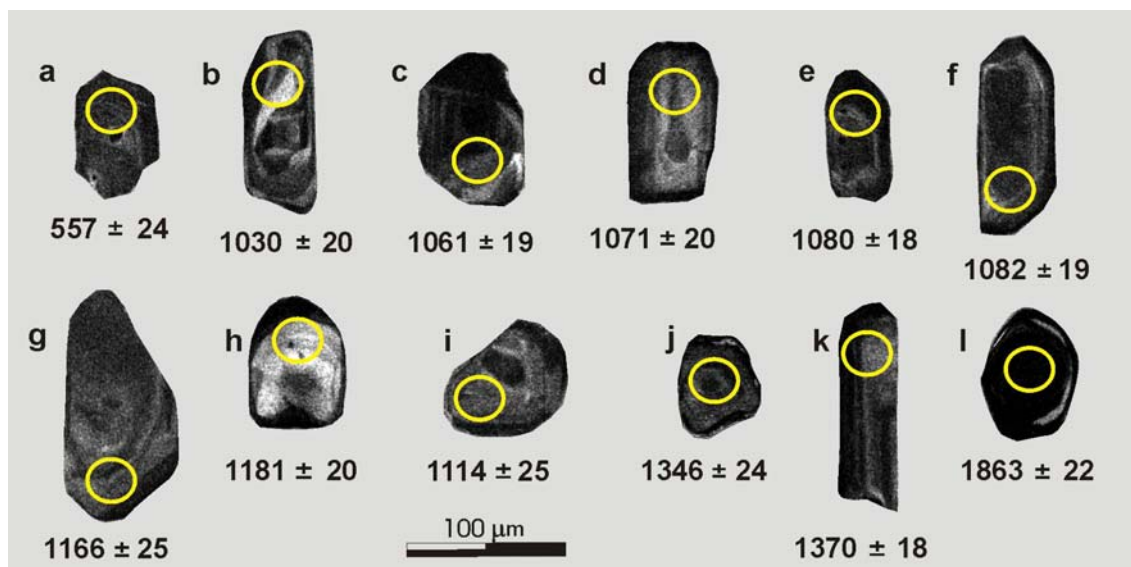
En el intervalo de edades comprendido entre 1209 a 1160 Ma se agrupan el 11% de los circones con un pico ca. 1190 Ma, comprenden cristales con formas de las poblaciones 1 y 2; en las imágenes CL presentan baja luminiscencia con texturas mayormente metamórficas (Figura IIID2-30g, h e i); a su vez el rango entre 1317 y 1232 Ma representa el 12% y tiene un pico máximo a los 1280 Ma (Figura IIID2-29).

Un grupo importante de circones abarca las edades entre 1472 y 1332 Ma, está representado por el 24% de la población total y poseen un pico prominente ca. 1370 Ma (Figura IIID2-29). Estos cristales se caracterizan por su gran tamaño y fueron incluidos en las poblaciones 2 y 3. En las imágenes de CL presentan zonación oscilatoria y muchos de ellos tienen núcleos heredados e inclusiones indicando un

origen ígneo (Figura IIID2-30k). Cabe destacar que existe un buen número de circones con estas edades que pueden ser integrados en la población 1, con formas y texturas internas de circones afectados por metamorfismo (Figura IIID2-30j).



**Figura IIID2-29.** Gráfico de frecuencias relativas con edades de circones detríticos pertenecientes a una filita cuarzo-micácea del cerro Salinas.



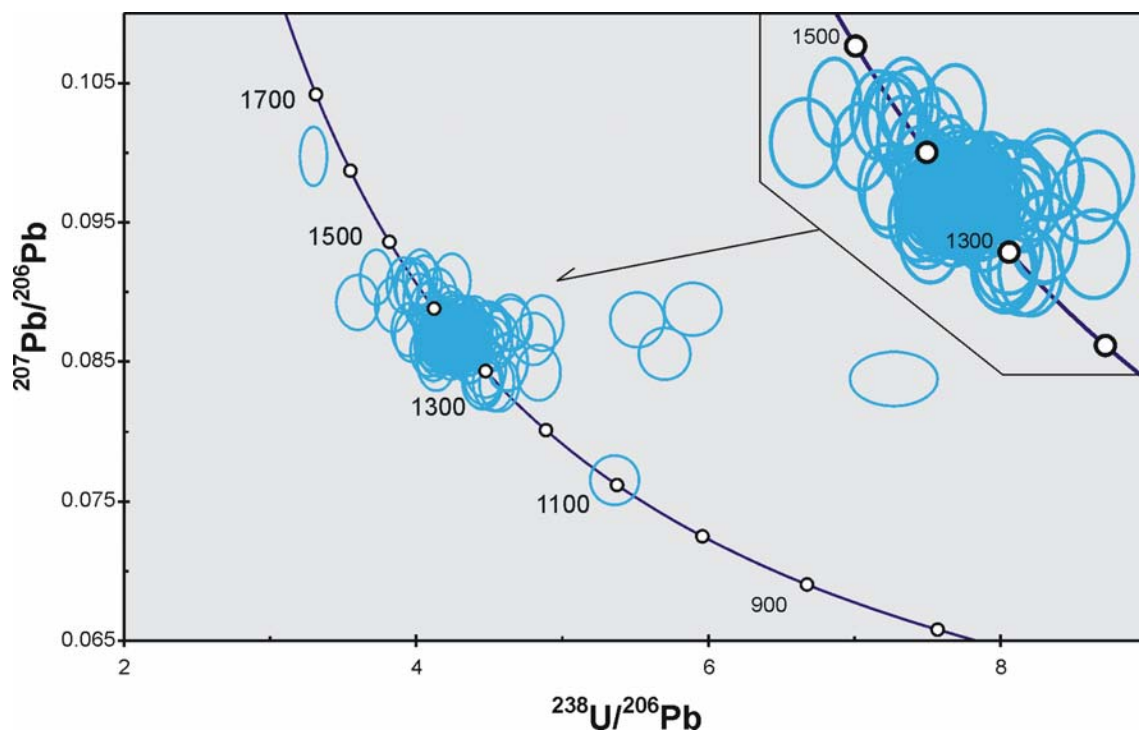
**Figura IIID2-30.** Imágenes CL tomadas sobre los circones analizados de la muestra CSal 3; a: pequeño cristal de edad neoproterozoica (población 2); b, c, d, e, f y g: circones con hábito prismático, subredondeados y con baja luminiscencia, zonación oscilatoria? (población 2); h, i, j y l: circones redondeados, con baja luminiscencia y texturas complejas (población 1); k: cristal prismático largo y baja luminiscencia pero se distingue una tenue zonación oscilatoria (población 3).

A su vez, se encontraron circones con edades aisladas ca. 557 y 600 Ma (Figura IIID2-30a) de hábito prismático y zonación oscilatoria; y circones con edades paleoproterozoicas (ca. 1595, 1681, 1863 y 1916 Ma) de tamaño muy pequeño, forma redondeada y con baja luminiscencia (Figura IIID2-30l).

## UNIDADES CÁMBRICAS DE LA PRECORDILLERA

### Miembro Soldano (Caliza La Laja)

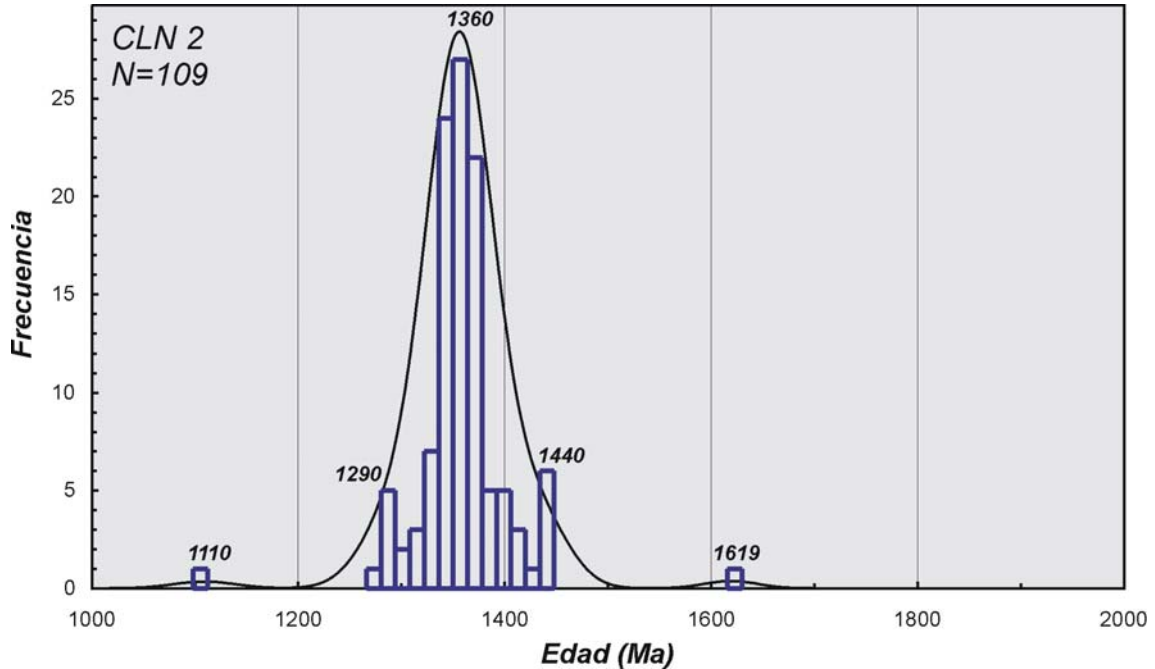
**Muestra CLN 2:** se analizaron 120 circones detríticos entre los cuales 11 no fueron tomados en cuenta en los resultados finales porque arrojaron edades discordantes (>20%); estos circones bajo los análisis de CL mostraron estructura interna compleja probablemente vinculada a efectos metamórficos. Las 109 dataciones con edades concordantes (discordancia <5%) (Figura IIID2-31) se agrupan en tres rangos de edades principales: 1109-1303 Ma (6%), 1384-1312 (80%) y 1448-1392 Ma (13%) (Figura IIID2-32).



**Figura IIID2-31.** Diagrama concordia Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas U/Pb de los circones analizados de la muestra CLN 2, Miembro Soldano (Caliza La Laja), Precordillera.

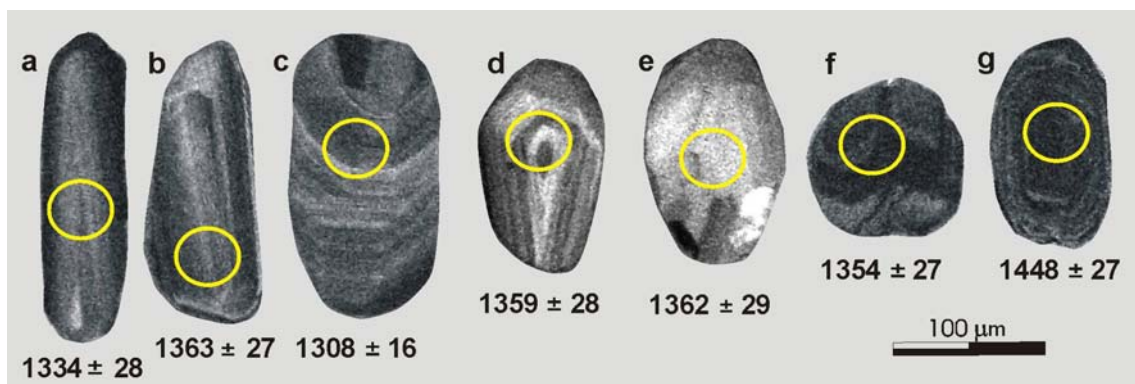
El menos abundante corresponde a circones grenvillianos (1109-1303 Ma) y está representado por el 6% del total, definen un pico máximo a los 1290 Ma (Figura

IID2-32). Principalmente son circones de la población 1 y 2, con forma redondeada y hábito prismático corto; en las imágenes CL se observan oscurecidos y con una luminiscencia muy tenue o con texturas difusas, sugiriendo un origen metamórfico.



**Figura IID2-32.** Diagrama con la frecuencia relativa para las edades de los circones detríticos encontrados en la muestra CLN 2, Miembro Soldano (Caliza La Laja), Precordillera.

El conjunto de mayor representatividad (80%) está conformado por circones con edades que van desde 1384 a 1312 Ma y tienen un pico dominante cercano a 1360 Ma. Éstos se corresponden en su mayoría con la población 3 y 4 definidas en el capítulo IIIB. Las imágenes de CL mostraron un gran número de cristales con textura oscilatoria, núcleos heredados y algunas inclusiones, indicando un origen magmático

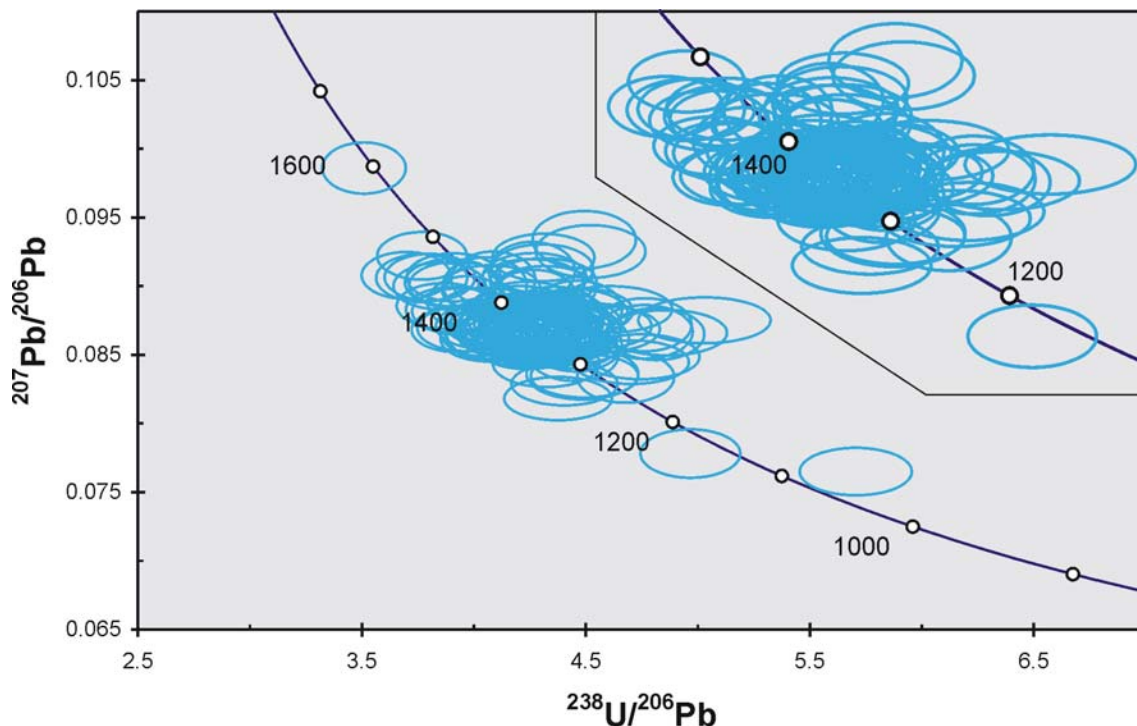


**Figura IID2-33.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra CLN 2; a, b, c y d: cristales de hábito prismático largo y zonación oscilatoria típicamente ígnea; e: circón con textura difusa probablemente metamórfica de alto grado; f: cristal redondeado, con baja luminiscencia y textura compleja; g: circón prismático, con baja luminiscencia pero igualmente se puede diferenciar una zonación oscilatoria muy tenue.

(Figura IIID2-33a, b, c y d). Sin embargo, en este grupo también fueron encontrados circones con estructuras internas más complejas, como texturas difusas (Figura IIID2-33e) y en parche (Figura IIID2-33f), sugiriendo un origen metamórfico.

Por último, el grupo de circones con edades entre 1448 y 1392 Ma conforman el 13% del total y presentan un pico máximo ca. 1440 Ma (Figura IIID2-31). Pertenecen a la población 1 y los análisis de CL mostraron principalmente circones de baja luminiscencia; a su vez, se distinguieron cristales con textura oscilatoria indicando probablemente un origen ígneo (Figura IIID2-33g).

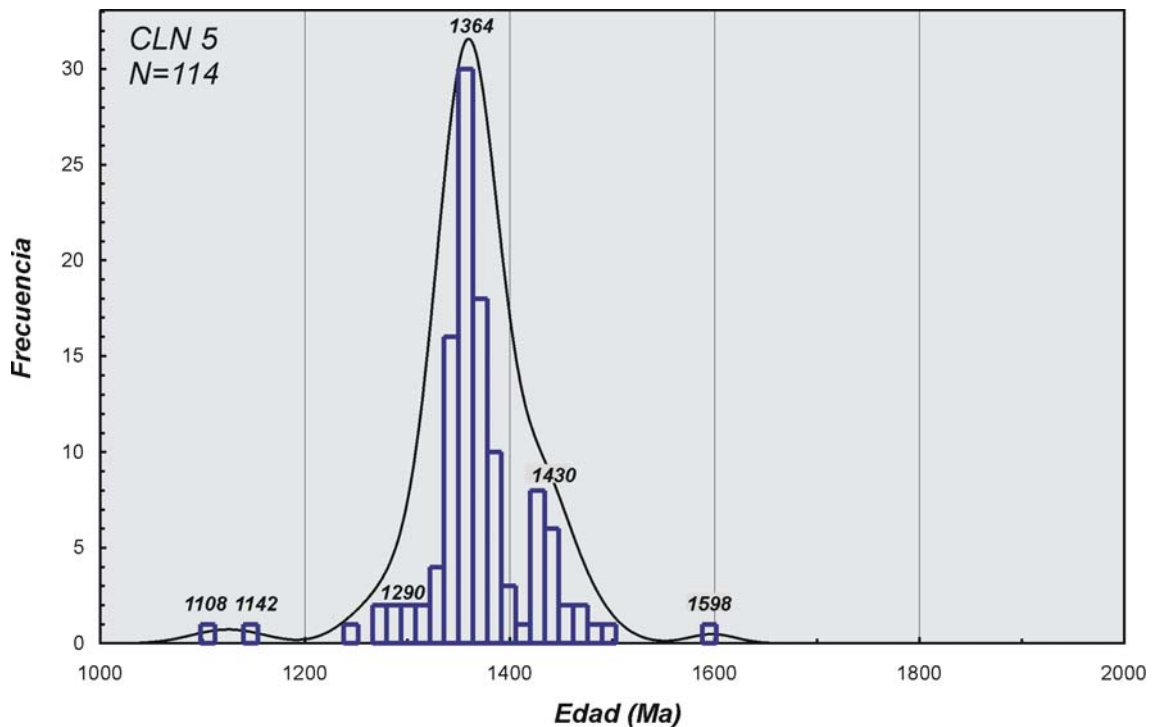
**Muestra CLN 5:** en esta muestra fueron analizados 125 circones detríticos, 11 dataciones fueron descartados porque presentan edades discordantes (>20%); en las imágenes CL estos circones mostraron baja luminiscencia, o con colores oscuros, texturas complejas e inclusiones. En este caso, fueron elegidas 114 edades (Figura IIID2-34) que fueron agrupadas en los siguientes rangos temporales: ca. 1100-1290 Ma (5%), 1408-1301 Ma (75%) y 1496-1420 Ma (18%) (Figura IIID2-35).



**Figura IIID2-34.** Diagrama Tera-Wasserburg con las edades U/Pb en circones de la muestra CLN 5, Miembro Soldano (Caliza La Laja), Precordillera.

Las edades se distribuyen en un rango que abarca desde los 1598 a los 1108 Ma. Se caracterizan por la presencia de un grupo muy poco abundante de circones grenvillianos (ca. 1100 y 1290 Ma) representados aproximadamente por el 5% del total. Son circones pequeños y de forma redondeada como los definidos en la

población 1 (capítulo IIIB). En las imágenes de CL se distinguen por sus colores oscuros o texturas difusas (Figura IIID2-36g), sugiriendo un origen metamórfico.



**Figura IIID2-35.** Histograma de frecuencia relativa para las edades de circones detríticos pertenecientes a la muestra CLN 5 del Miembro Soldano (Caliza La Laja), Precordillera.

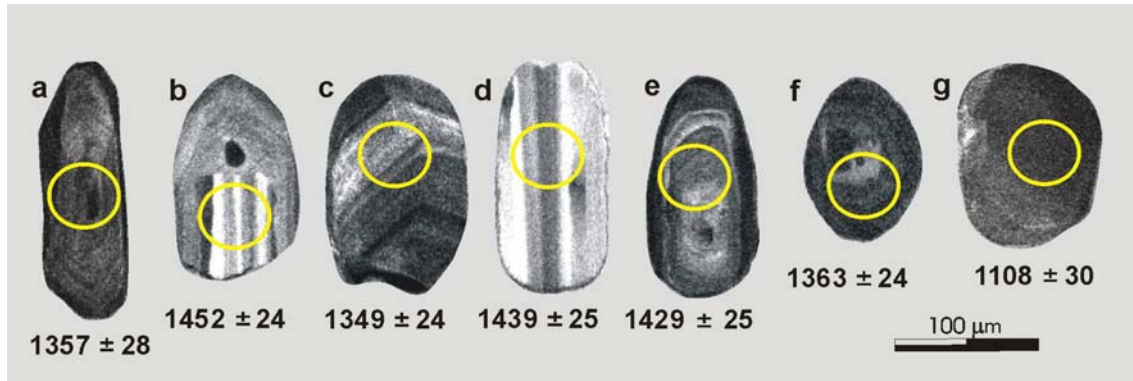
El grupo más importante de circones poseen edades en el intervalo de 1408 a 1301 Ma (75%) con un pico de máxima frecuencia ca. 1364 Ma (Figura IIID2-35).

En este conjunto se pueden distinguir varios tipos de circones según su morfología y estructura interna:

a) circones que pueden ser agrupados en las poblaciones 2 y 3 (descritas en el capítulo IIIB) y que están caracterizados porque presentan textura oscilatoria típica, de origen magmático (Figura IIID2-36c).

b) otro grupo corresponde a circones definidos en la población 4, son de gran tamaño y forma subredondeada; tienen la particularidad de presentar textura difusa sugiriendo un origen metamórfico de alto grado (Figura IIID2-36a).

c) por último, hay abundantes cristales con forma redondeada y de pequeño tamaño (población 1), que en las imágenes CL mostraron colores oscuros o con baja luminiscencia indicando su origen metamórfico (Figura IIID2-36f).



**Figura IIID2-36.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra CLN 5; a, b, c d y e: circones subredondeados a redondeados con zonación oscilatoria, indicando su origen ígneo (poblaciones 3 y 4); f: cristal redondeado con baja luminiscencia, zonación oscilatoria (población 1); g: cristal redondeado y con textura difusa probablemente metamórfica.

Finalmente aparece un conjunto representado por el 18% del total de circones y que presenta edades entre 1496 y 1420 Ma (Figura IIID2-35); fueron observados circones de hábito prismático largo y forma subredondeada (población 3). En las imágenes de CL mostraron textura oscilatoria de origen ígneo (Figura IIID2-36b, d y e). También hay un número importante de circones de la población 1 con estas edades y que bajo CL presentan luminiscencia muy tenue y/o texturas complejas evidenciando un origen metamórfico.

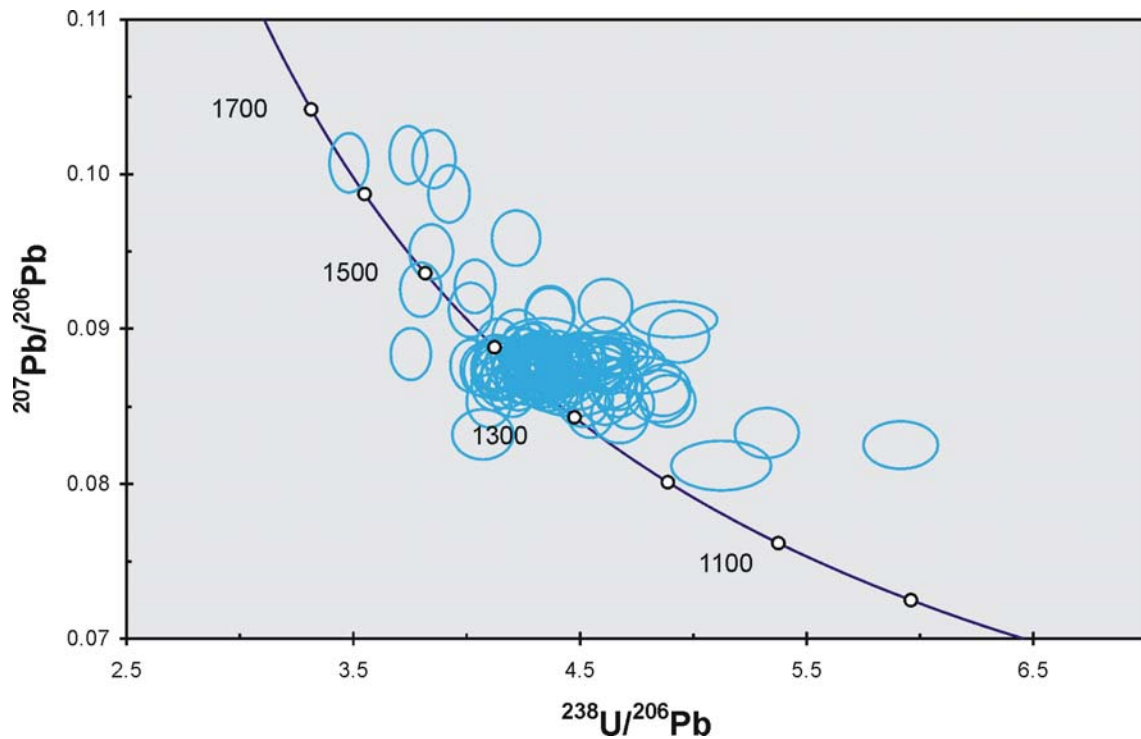
### ***Olistolito Los Ratones (Formación Los Sombreros)***

**Muestra OLR 1:** un total de 120 circones detríticos separados en forma aleatoria fueron datados por U/Pb, seis edades resultaron discordantes (>20%) razón por la cual fueron descartadas. Las 114 dataciones restantes que fueron seleccionadas presentan en su mayoría una discordancia menor a 10% (Figura IIID2-37) y abarcan un rango temporal entre 1647 y 1226 Ma. Se caracterizan por una distribución unimodal con un pico prominente ca. 1377 Ma (Figura IIID2-38).

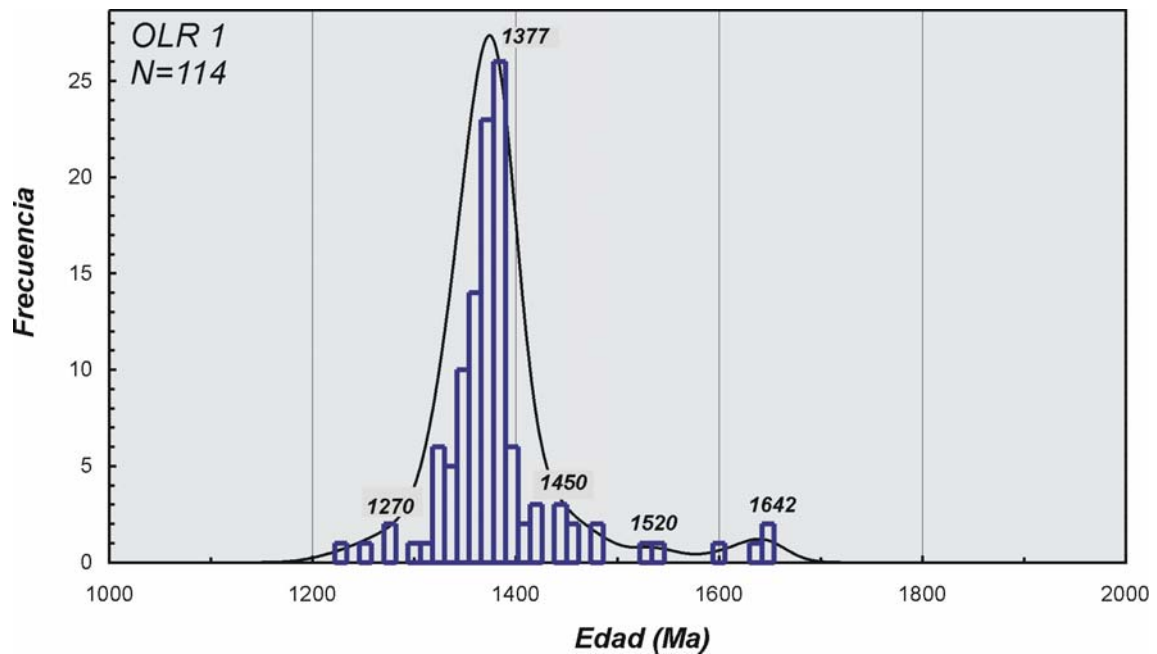
Sin embargo, pueden diferenciarse cuatro intervalos de edades principales: 1276-1226 Ma (3%), 1416–1303 Ma (85%); 1483–1438 Ma (6%) y 1647–1528 Ma (5%) (Figura IIID2-38).

Los circones con edades ca. 1270 corresponden a la población 1 (descrita en el capítulo IIIB), son muy poco abundantes y se observaron en las imágenes CL oscuros y con baja luminiscencia (Figura IIID2-39f); además presentan estructura interna compleja, compuesta por textura en parches y borde recrystalizado; estas características probablemente indiquen un origen metamórfico.

El grupo más importante de circones comprenden edades en el rango 1416-1303 Ma y con un pico dominante a los ca. 1377 Ma. Están representadas las cuatro poblaciones definidas en el capítulo IIIB pero se pueden diferenciar distintos tipos de

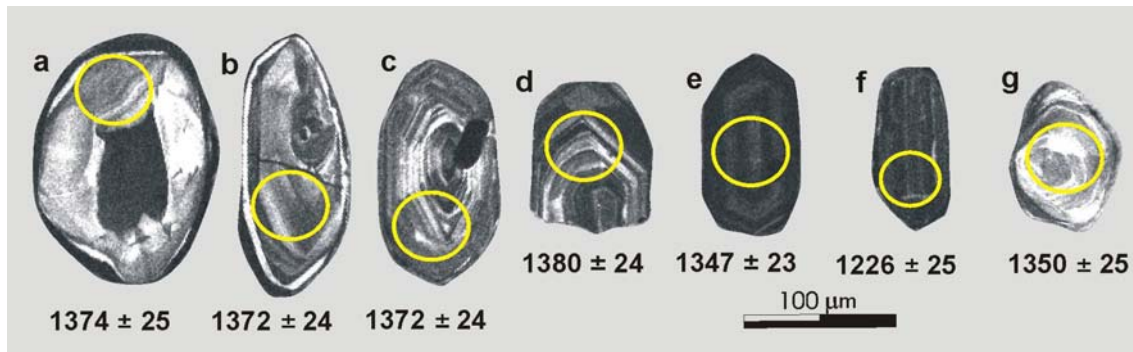


**Figura IIID2-37.** Diagrama concordia Tera-Wasserburge con las dataciones U/Pb sobre circones (muestra OLR 1), Olistolito Los Ratones (Formación Los Sombreros), Precordillera.



**Figura IIID2-38.** Gráfico de frecuencia relativa con edades de circones detríticos pertenecientes a una arenisca carbonática del Olistolito Los Ratones, Precordillera.

circones según sus estructuras internas mediante los análisis de CL. La población 1 se caracteriza por una estructura interna con texturas complejas, en parches, difusas y con engolfamientos (Figura IIID2-39a, b y e), sugiriendo un origen metamórfico. Las poblaciones 2 y 3 son las que están más representadas en este grupo, en las imágenes de CL muchos cristales muestran una zonación oscilatoria simple mientras que en otros es más compleja, con núcleos e interrupciones de crecimientos (Figura IIID2-39c, d y g); estas texturas sugieren circones magmáticos.



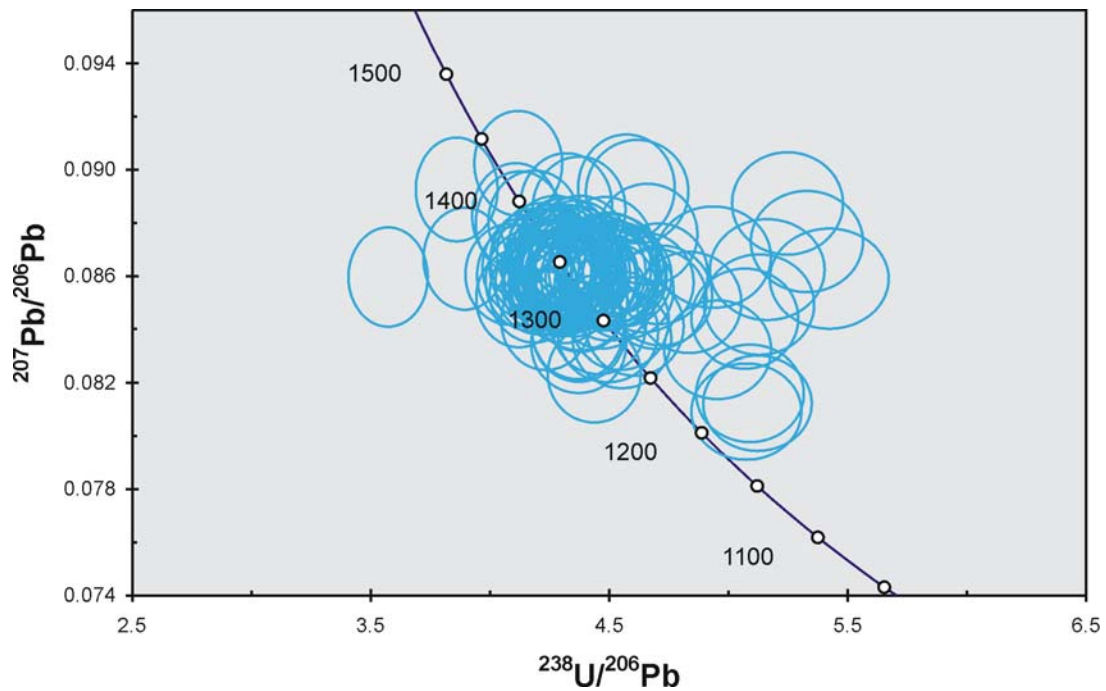
**Figura IIID2-39.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra OLR 1; a y b: cristales de gran tamaño y texturas complejas; c, d y g: circones subredondeados a redondeados con zonación oscilatoria; e y f: circones prismáticos y con baja luminiscencia.

La población 4 está representada por circones redondeados y pequeños en general; en las imágenes de CL los cristales muestran baja luminiscencia y no se puede distinguir alguna textura característica. En esta población se incluyen los circones con edades ca. 1450, 1520 y 1642 Ma.

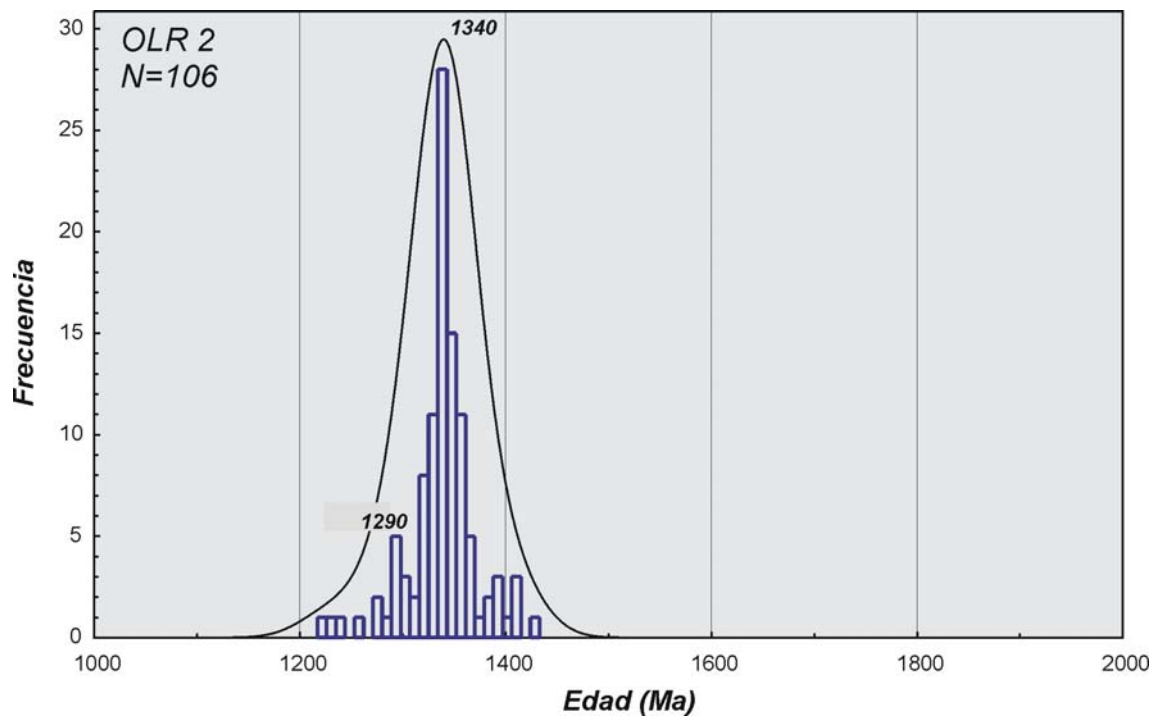
**Muestra OLR 2:** en esta muestra fueron analizados 120 circones detríticos separados al azar de un total de aproximadamente 250 individuos. Se descartaron 14 dataciones por presentar más de 20% de discordancia. La distribución de las 106 edades seleccionadas es muy simple, abarca un rango de tiempo desde los 1220 hasta los 1431 Ma y tiene un pico dominante a los 1340 Ma. Sin embargo, fueron diferenciados dos grupos: el menos representativo abarca edades entre 1302 y 1220 Ma (11%) y posee un pico de máxima frecuencia ca. 1290 Ma; y el grupo más importante estadísticamente (89%) comprende un rango de edad desde los 1432 hasta los 1314 con el pico de máxima frecuencia ca. 1340 Ma (Figuras IIID2-40 y 41).

Los circones del grupo con edades ca. 1290 Ma corresponde a la población 2 antes descrita (capítulo IIIB), en las imágenes de CL muestran en general baja luminiscencia producto probablemente de la pérdida de Pb, sin embargo puede diferenciarse una leve zonación oscilatoria (Figura IIID2-42d); otros cristales

presentaron estructuras más complejas sugiriendo un origen metamórfico para estos circones.

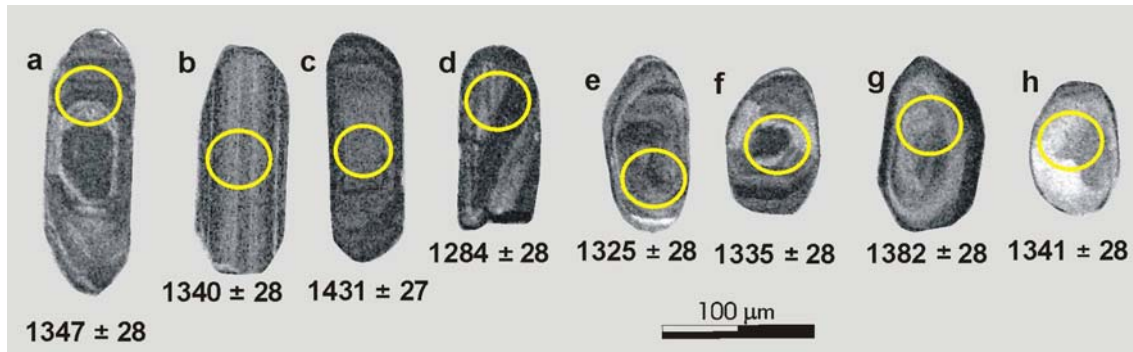


**Figura IID2-40.** Diagrama Tera-Wasserburg de las relaciones isotópicas U/Pb de la muestra OLR 2, Olistolito Los Ratones (Formación Los Sombreros), Precordillera.



**Figura IID2-41.** Gráfico de frecuencia relativa con edades de circones detríticos pertenecientes a la matriz de un conglomerado del Olistolito Los Ratones, Precordillera (muestra OLR 2).

El grupo más representativo de circones con edades ca. 1340 Ma está conformado por granos de las tres poblaciones antes descritas (capítulo IIIB). La población 1 está compuesta por circones pequeños y de hábito prismático corto, muestra en las imágenes de CL cristales con texturas ígneas (zonación oscilatoria) (Figura IIID2-42e y j), también se observan circones de baja luminiscencia y/o oscuros evidenciando un origen metamórfico (Figura IIID2-42f y h).



**Figura IIID2-42.** Imágenes CL de los circones separados de la muestra OLR 2; a, b y c: cristales de hábito prismático largo y zonación oscilatoria; d: circón con hábito prismático quebrado y de baja luminiscencia, zonación oscilatoria?; e y g: circones prismático corto con zonación oscilatoria; f y h: circones redondeados con texturas complejas (difusas) metamórficas.

Por otro lado los circones reunidos en las poblaciones 2 y 3 se caracterizan por mostrar en los análisis de CL texturas ígneas como zonación oscilatoria y en muchos se distinguen núcleos heredados (Figura IIID2-42a, b y c).

#### e.- Comparaciones de las edades

Las edades de los circones detríticos analizadas en las unidades del Grupo Caucete, en los cerros Valdivia y Salinas, y en la Precordillera, se pueden agrupar en tres intervalos temporales principales (Figura IIID2-42):

- *Circones paleoproterozoicos*: son los menos abundantes, no superan en ningún caso el 10% del total de circones analizados por muestra, y poseen edades entre 1504 y 1923 Ma aproximadamente;
- *Circones mesoproterozoicos*: es el grupo más importante y está representado en todas las muestras. Las edades comprenden valores ca. 1490 y 950 Ma; se pueden diferenciar dos grupos, uno con edades típicamente grenvillianas y otro con edades entre 1490 y 1300 Ma aproximadamente.

- *Circones neoproterozoicos*, estos aparecen sólo en algunas muestras y representan siempre menos del 12%, comprenden edades ca. 550, 640 y 770 Ma. Son de peculiar importancia en el Grupo Cauçete porque permitieron definir la edad máxima de sedimentación.

***Circones paleoproterozoicos:*** Las edades paleoproterozoicas están muy poco representadas en las unidades del Grupo Cauçete, en los cerros Valdivia y Salinas, así como también en las muestras analizadas de la Precordillera (Figura IIID2-42).

En la Cuarcita El Quemado aparecen sólo unos pocos circones con estas edades en las muestras QLPcz1 (ca. 1540 Ma), QLPcz2 (ca. 1697 y 1553 Ma) y M4 (1923 Ma). La muestra M5 de la Formación La Paz solo presentó circones de ca. 1674 y de 1516 Ma. La única unidad con un contenido elevado de estos circones es la muestra M8 (Formación El Desecho), representan aproximadamente el 10% del total de la muestra y abarcan un rango de edad desde ca. 1677 a 1504 Ma. En la muestra QLi1 (Caliza Angacos) sólo se encontró un cristal de circón de ca. 1778 Ma.

Las muestras de los cerros Valdivia (CV1) y Salinas (CSal3) el porcentaje y las edades de los circones paleoproterozoicos encontradas son diferentes a las del Grupo Cauçete; presentan la mayor frecuencia a los 1860 Ma aproximadamente. También en la muestra CSal3 se reconocieron algunos circones de ca. 1597 y 1681 Ma; éstos sí son concordantes con las edades encontradas en los minerales del Grupo Cauçete ca. 1600 Ma.

Por otro lado, en la Precordillera sólo la muestra OLR 1 perteneciente al Olistolito Los Ratones presentó un 5% de la población total de circones con edades paleoproterozoicas; la frecuencia máxima (ca. 1520 y 1642 Ma) coincide con el rango encontrado en el Grupo Cauçete. A su vez, en las muestras CLN2 y CLN5 se encontraron circones aislados y con edades consistentes a los 1600 Ma.

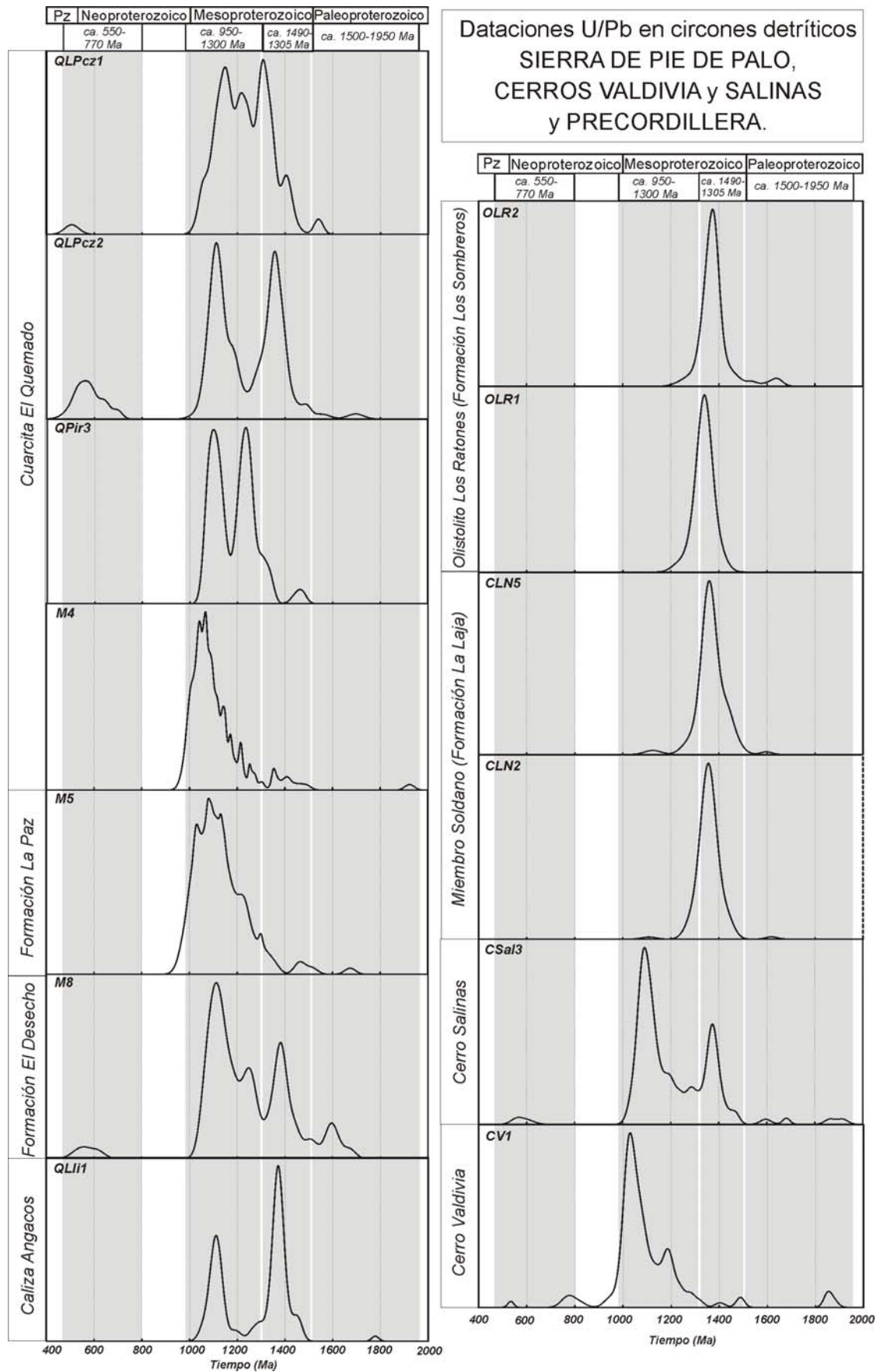
***Circones mesoproterozoicos:*** los circones con estas edades son la característica principal de las rocas analizadas; en todas las muestras estudiadas aparecen circones de diferente origen pero con picos de edades mesoproterozoicas. Se pueden distinguir dos grandes conjuntos de circones de acuerdo al rango de tiempo en el cual se incluyen (Figura IIID2-42):

- 1) Circones con edades típicamente grenvillianas, entre 1300 y 950 Ma aproximadamente; son especialmente abundantes en las muestras del Grupo Cauçete y de los cerros Valdivia y Salinas. En la Cuarcita El

Quemado representan entre el 43 y 93% de la población; en la Formación La Paz aproximadamente el 89%; en la muestra de la Formación El Desecho el 63%; mientras que para la muestra analizada en la Caliza Angacos disminuye hasta ca. 42%. Para la muestra del cerro Valdivia los circones de este rango representan el 91 % y en la muestra del cerro Salinas el 71%. Contrariamente, los circones grenvillianos en las muestras estudiadas de la Precordillera ocupan siempre menos del 11% (CLN2: 6%; CL 5: 5%; OLR1: 5%; OLR2: 11%).

- 2) La distribución de las edades más antiguas, comprendidas principalmente entre 1490 y 1305 Ma, es diferente a las grenvillianas. En las muestras analizadas de la Precordillera son el grupo de mayor representatividad; los circones separados del Miembro Soldano poseen edades ca. 1360 Ma (80%, muestra CLN2), y ca. 1364 Ma (75%, muestra CLN5). En el Olistolito Los Ratones las muestras poseen edades ca. 1377 Ma con el 85% (OLR1) y ca. 1340 Ma con el 89% (OLR2). En las muestras del Grupo Cauçete, si bien estos picos de edades principales están presentes, los porcentajes son algo menores. En la Cuarcita El Quemado se encontraron picos de ca. 1310 Ma (22%, QLPcz1), 1360 Ma (40%, QLPcz2), 1340 Ma (11%, Qpir3) y 1360 Ma (7%, M4). En la Formación La Paz se observó un pico a los 1360 Ma pero representa solo el 7%, al igual que la muestra M4 de la Cuarcita El Quemado. En la Formación El Desecho aparece un pico de ca. 1380 Ma (25%) y en la Caliza Angacos el pico de máxima frecuencia se encuentra a los ca. 1373 Ma y es el grupo más abundante con el 58%.

**Circones neoproterozoicos:** como se mencionó anteriormente este grupo de circones es el menos importante en número, sólo existen algunos cristales en las muestras de la Cuarcita El Quemado; representan el 12 % (picos a los ca. 550 y 640 Ma) en la muestra QLPcz2, además aparece un solo circón de ca. 506 Ma en la muestra QLPcz1; también son importante en la Formación El Desecho (muestra M8) con el 3% y un pico coincidente con la Cuarcita El Quemado (ca. 550 Ma) (Figura IIID2-42). A su vez, hay que destacar las edades neoproterozoicas del cerro Valdivia, las que son un tanto más antiguas que las anteriores. Presentan un rango entre ca. 823-759 Ma, con un pico de máxima frecuencia ca. 770 Ma (3,5% del total de circones analizados).



**Figura IIID2-42.** Gráficos de frecuencia relativa de todas las muestras analizadas por U/Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos separadas del Grupo Cauce, cerros Valdivia y Salinas y de unidades de la Precordillera.

En la muestra del cerro Salinas (CSal3) se encontraron dos circones con edades *ca.* 600 y 557 Ma concordantes con las demás. Cabe destacar que en ninguna muestra estudiada de la Precordillera se hallaron circones detríticos con edades del Neoproterozoico (Figura IIID2-42).

#### **f.- Procedencia**

Las edades más antiguas y representativas estadísticamente (10%) son el grupo *ca.* 1850 Ma presente sólo en las muestras de los cerros Valdivia y Salinas. Se caracterizan por presentar circones con texturas ígneas, indicando probablemente una procedencia desde áreas con rocas plutónicas asociadas.

El otro grupo importante, antes mencionado, está compuesto por circones de *ca.* 1600 Ma; presentaron en las imágenes CL baja luminiscencia o texturas complejas de origen metamórfico; sugiriendo una procedencia para estos circones desde zonas con rocas metamórficas de medio a alto grado. Los circones con estas características, presentes tanto en las unidades del Grupo Caucete (principalmente en la Formación El Desecho), como en las metasedimentitas del cerro Salinas y las sedimentitas de la Precordillera, permiten comparar el área de procedencia paleoproterozoica de estas rocas.

El conjunto de circones del Mesoproterozoico temprano poseen picos de máxima frecuencia principalmente *ca.* 1310, 1340, 1360 y 1380 Ma; y picos de menor importancia *ca.* 1400, 1430, 1450, 1470 y 1490 Ma (Figura IIID2-42).

En la Cuarcita El Quemado (Grupo Caucete) es importante el pico de edad *ca.* 1310 Ma en la muestra QLPCz1, los circones tienen características, tanto morfológicas como en la estructura interna, de un origen ígneo y relacionadas a rocas plutónicas y también volcánicas. El pico con edades entorno a 1360 Ma es el de mayor frecuencia (está presente en todas las muestras de la Cuarcita El Quemado); los circones son de gran tamaño relativo y poseen mayormente texturas ígneas, provenientes probablemente desde una fuente compuesta por rocas plutónicas y volcánicas. Se distinguen además algunos circones con texturas metamórficas evidenciando un pequeño aporte desde un área con rocas metamórficas de alto grado. En menor proporción también están representados estos circones en la muestra de la Formación la Paz (M5).

En la Formación El Desecho aparece un importante pico ca. 1370 Ma que se caracteriza porque sus circones tienen texturas mayormente ígneas y comparables con los circones de las unidades anteriores.

Es importante destacar que en la muestra de la Caliza Angacos (QLI1) los circones con edades ca. 1373 Ma son los más numerosos y que sus características morfológicas e internas, permitió diferenciar los de un origen ígneo y también metamórfico. Esto sugiere una procedencia desde un área fuente compuesta por un complejo ígneo-metamórfico. La muestra del cerro Salinas presentó una procedencia similar a esta con un pico ca. 1370 y circones semejantes. Cabe mencionar que en la muestra del cerro Valdivia no se encontraron cristales de circón con estas edades.

Como se mencionó más arriba, las cuatro muestras de la Precordillera se caracterizan por presentar distribuciones unimodales y con la mayor frecuencia ca. 1360 Ma. Las muestras del Miembro Soldano tienen los circones que conforman los picos prominentes ca. 1360 Ma (CLN2) y 1364 Ma (CLN5) se caracterizan por las texturas ígneas que presentan en su mayoría. Aunque hay que destacar la presencia de circones metamórficos en menor proporción. Las muestras del Olistolito Los Ratones también poseen picos ca. 1377 Ma (OLR1) y 1340 Ma (OLR2) representados por circones principalmente de origen ígneo y de manera subordinada metamórficos.

En resumen, circones detríticos con edades ca. 1360-1370 Ma son los más abundantes en las unidades precordilleranas y están presentes en menor proporción en el Grupo Cauçete y cerro Salinas. A su vez, se puede interpretar que provienen desde una zona similar, caracterizada por el predominio de rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas, y en menor proporción metamórficas.

Por otra parte, los circones con edades grenvillianas presentes en las formaciones del Grupo Cauçete poseen cinco picos de máxima frecuencia (ca. 1030, 1070, 1115, 1150 y 1220 Ma). Cada uno está compuesto por cristales con distintas morfologías y estructura interna, y aparecen en proporciones diferentes según la muestra analizada (Figura IIID2-42).

Uno de los grupos principales encontrados, con un pico dominante ca. 1030 Ma, está muy bien representado en las muestras M 4 (Cuarçita El Quemado), CV 1 (cerro Valdivia) y M 5 (Formación La Paz). Los circones se caracterizan por tener textura magmática y probablemente, por sus características morfológicas, vinculados a una fuente con rocas volcánicas; también se observaron algunos circones metamórficos que estarían evidenciando rocas de esa composición en el área de procedencia.

	Edades U/Pb	Unidad	Tipos de circones	Muestras
<b>Neoproterozoico</b>	ca. 550 Ma	Grupo Cauce (Cuarcita El Quemado y Fm El Desecho); cerros Valdivia y Salinas.	ígneos	QLPcz2 (QLPcz1); M8; Csal3; CV1
	ca. 770 Ma	cerro Valdivia	ígneos	CV1
<b>Mesoproterozoico</b>	ca. 1030 Ma	Grupo Cauce (Cuarcita El Quemado; Fm La Paz); cerro Valdivia.	ígneos (mayormente volcánicos) metamórficos (escasos)	M4; M5; Cv1
	ca. 1070 Ma	Grupo Cauce (Cuarcita El Quemado; Fms La Paz y El Desecho; cerros Valdivia y Salinas).	ígneos (mayormente volcánicos) metamórficos (en menor proporción)	QLPcz1; QPir3; M4; M5; M8; CV1; Csal3
	ca. 1150 Ma (ca. 1115 Ma)	Grupo Cauce (Cuarcita El Quemado; formaciones La Paz y El Desecho y la Caliza Angacos).	metamórficos (ígneos en menor proporción)	QLPcz1; QLPcz2; QPir3; M4; M8; Qlli1
	ca. 1220 Ma	Grupo Cauce; cerros Valdivia y Salinas; (Precordillera subordinados).	metamórficos (ígneos en menor proporción)	QLPcz1; Qpir3; M4; M5; M8; CLN2; CLN5; OLR1; OLR2
	ca. 1310 Ma	Cuarcita El Quemado	Ígneos (plutónicos y volcánicos).	QLPcz1
	ca. 1360 Ma	Grupo Cauce (principalmente Cuarcita El Quemado y Fm La Paz) Muy importantes en el Miembro Soldano y Olistolito Los Ratones.	Ígneos (plutónicos y volcánicos); metamórficos (en menor proporción).	QLPcz2 (QPir3; M4; M5); CLN2; CLN5; OLR2
	ca. 1370 Ma	Grupo Cauce (principalmente Fm El Desecho y Caliza Angacos); cerro Salinas; Olistolito Los Ratones.	Ígneos (plutónicos y volcánicos); metamórficos (en menor proporción).	M8; QLLi1; CSal3; OLR1
<b>Paleoproterozoico</b>	ca. 1600 Ma	Grupo Cauce (principalmente Fm El Desecho); metasedimentitas del cerro Salinas; unidades precordilleranas.	metamórficos	M8; QLPcz2; QLPcz1; M5; QLLi1; CSal3; OLR1; CLN2; CLN5
	ca. 1850 Ma	Metasedimentitas de los cerros Valdivia y Salinas.	ígneos	CV1 y CSal3

**Figura IIID2-43.** Cuadro comparativo con los picos más importantes de edades obtenidas sobre los circones detríticos, unidades en que están presentes y tipos de circones predominantes.

Otro pico mayoritario (ca. 1070 Ma) y que está presente en muchas de las muestras de la Cuarcita El Quemado (QLPcz1, Qpir3, M4), la Formación La Paz (M5) y la Formación El Desecho (M8), se caracteriza por estar conformado por circones con texturas ígneas y principalmente por cristales de hábito prismático largo, indicando una procedencia desde áreas con rocas volcánicas. Sin embargo, se observaron circones con estructuras complejas que sugieren una componente metamórfica en la fuente. A su vez, este pico es particularmente importante por su proporción elevada en la

muestra del cerro Salinas y también del Valdivia. Estos circones son redondeados a muy redondeados y se caracterizan por tener una procedencia principalmente desde fuentes metamórficas

El grupo de edades con picos máximos ca. 1115 y 1150 Ma es uno de los más prominentes y están muy bien representados en las muestras del Grupo Cauçete: Cuarcita El Quemado (QLPcz1, QLPcz2, QPir3, M4), Formación La Paz (M5), Formación El Desecho (M8) y Caliza Angacos (QLli1). Los circones que integran este intervalo se caracterizan por tener una procedencia de mezcla de dos fuentes diferentes, una principalmente metamórfica y otra subordinada ígnea.

El último grupo de circones grenvillianos con edades ca. 1220 Ma no es el más abundante, pero está bien representado en las muestras: QLPcz1, QPir3, M4 (Cuarcita El Quemado), M5 (Formación La Paz) y M8 (Formación El Desecho). También aparecen en las muestras CV1 y CSal3 de los cerros Valdivia y Salinas respectivamente. Está compuesto de circones principalmente con estructuras internas complejas, indicando una procedencia desde rocas metamórficas, a su vez se encontraron circones con texturas magmáticas en menor proporción. En este rango de edades quedan comprendidos los pocos circones grenvillianos encontrados en las muestras de la Precordillera (CLN2, CLN5, OLR1 y OLR), además de ser comparables en edad también tienen las mismas características morfológicas e internas. Se trata de circones de baja luminiscencia o con estructuras complejas indicando una procedencia desde áreas metamórficas.

El grupo de edades neoproterozoicas está presente en las muestras QLPcz2 (Cuarcita El Quemado) y M8 (Formación El Desecho) del Grupo Cauçete principalmente, y en los cerros Valdivia (CV1) y Salinas (CSal3). Aparece un pico principal a los ca. 550 Ma que está representado por aproximadamente el 10% en la muestra QLPcz2 y se corresponde con el observado en la muestra M8; los circones si bien tienen baja luminiscencia, es posible visualizar una zonación oscilatoria indicando un origen magmático y sugiriendo una procedencia desde áreas expuestas con rocas ígneas neoproterozoicas. A su vez, permiten definir una edad máxima de sedimentación para las unidades del Grupo Cauçete a los 550 Ma. También para las rocas del cerro Salinas y Valdivia, donde la proporción de circones con estas edades no es abundante pero son comparables.

Es importante destacar que en la muestra CV1 (cerro Valdivia) posee un grupo de circones con edades entorno a los 770 Ma, con texturas de origen ígneo, evidenciando una fuente magmática probablemente cercana al tiempo de depositación de la roca.

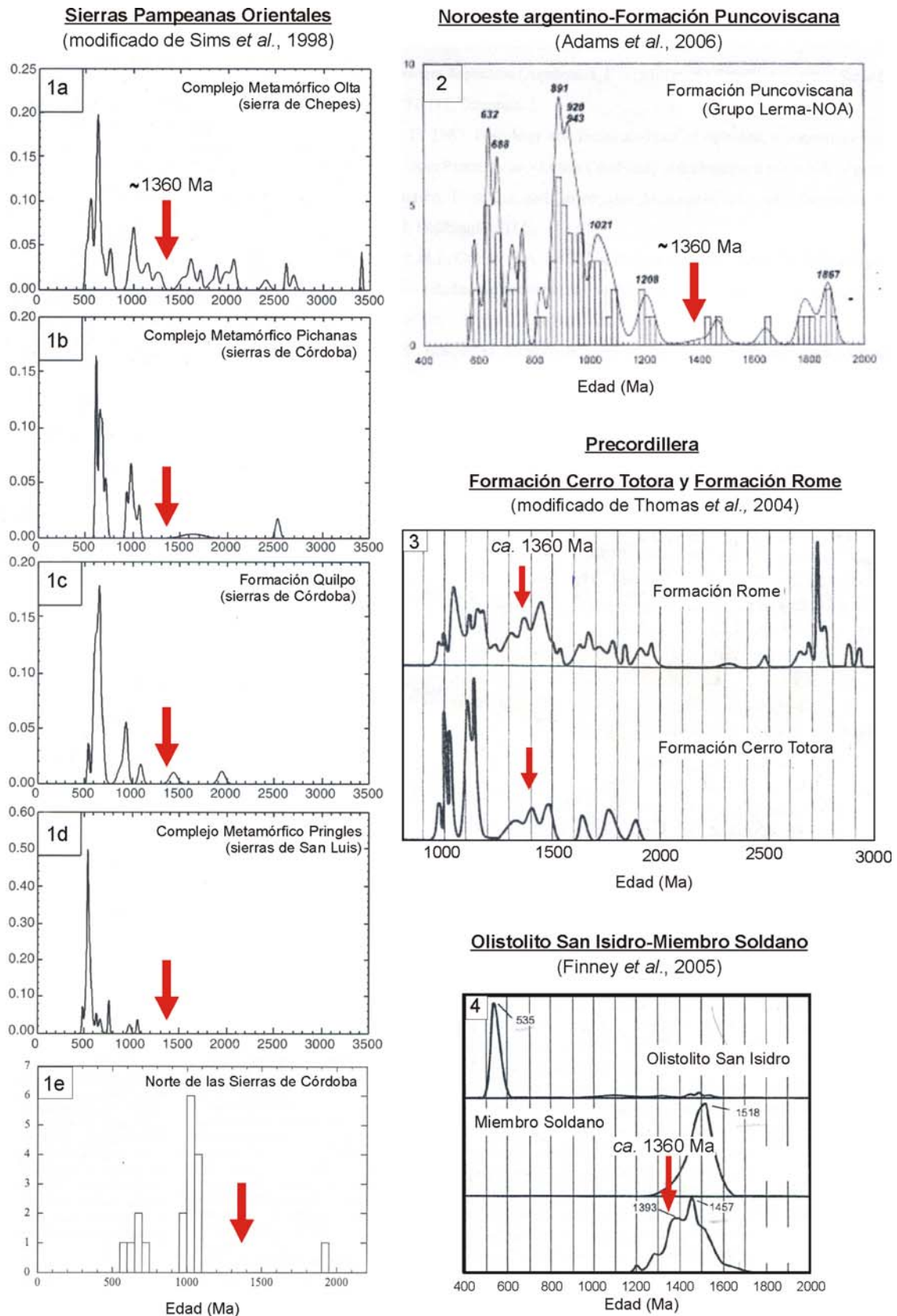
### **g.- Comparaciones con otras unidades de la región**

A continuación se comparan los datos obtenidos para el Grupo Cauçete, los cerros Valdivia y Salinas y las unidades precordilleranas, con metasedimentos de similar edad correspondientes a las Sierras Pampeanas (Rapela *et al.*, 1998; Sims *et al.*, 1998; Schwartz y Gromet, 2004; Vujovich *et al.*, 2004; McClelland *et al.*, 2005; Ellis, 2005) y con la Formación Puncoviscana del Noroeste argentino (Adams *et al.*, 2006). A su vez, se analizan las unidades cámbricas de la Precordillera: Formación Cerro Totorá (Thomas *et al.*, 2004), Formación La Laja (Miembro Soldano) y Olistolito San Isidro (Finney *et al.*, 2005). En la Figura IID2-44 se muestran los diagramas de frecuencia de edades U/Pb en circones detríticos de la mayoría de los trabajos mencionados.

En la sierra de Pie de Palo, edades presentadas por Vujovich *et al.* (2004) sobre circones detríticos separados de metasedimentos probablemente correlacionables con la Unidad Difunta Correa (ca. 670 y 1160 Ma), son comparables con las poblaciones de circones neoproterozoicos y grenvillianos del Grupo Cauçete y de los cerros Valdivia y Salinas. También se pueden comparar con las edades presentadas por Rapela *et al.* (2005) sobre una parafibrolita correspondiente a la misma unidad; donde además de presentar edades ca. 590, 670 y 1000 Ma, los autores mencionados encontraron un pico entorno a 1400 Ma; estas edades son semejantes a los picos ca. 1360 y 1370 Ma del Grupo Cauçete, del cerro Salinas y de las unidades cámbricas de la Precordillera.

Por otro lado, estudios realizados por McClelland *et al.* (2005) y Ellis (2005) sobre cuarcitas aflorantes en el centro-este de la sierra de Pie de Palo y en la Loma de las Chacras (flanco occidental de la Sierra de La Huerta), arrojaron edades de circones detríticos en el rango de 1400 a 1000 Ma con un pico prominente a los ca. 1070 Ma. Estos circones son similares a los analizados en el Grupo Cauçete, y en los cerros Valdivia y Salinas. Sin embargo, estos autores destacan una cuarcita del bloque de Nikizanga, al sudeste de la sierra de Pie de Palo, donde los circones dominantes tienen edades ca. 530, 640 y 1025 Ma; y una metagrauvaca perteneciente a la Loma de Las Chacras que está dominada por circones detríticos de 650–600 Ma y 540-515 Ma. Esta distribución, con una predominancia de circones neoproterozoicos, no es compatible con las encontradas en el Grupo Cauçete, en los cerros Valdivia y Salinas, y en la Precordillera.

Por otro lado, si se comparan los estudios en circones detríticos correspondientes a rocas aflorantes en las Sierras Pampeanas Orientales, se puede



**Figura IIID2-44.** Diagramas de frecuencia relativa con edades U/Pb sobre circones detríticos de diferentes unidades aflorantes en: 1a-d) las Sierras Pampeanas Orientales (Sims *et al.*, 1998), 1e) Sierras de Córdoba (Schwartz y Gromet, 2003); 2) Noroeste argentino, Formación Puncoviscana (Adams *et al.*, 2006); y en Precordillera, 3) Formación Cerro Totorá y en el sudeste de Laurentia (Formación Rome) (Thomas *et al.*, 2004); 4) Miembro Soldano (Formación La Laja) y Olistolito San Isidro (Finney *et al.*, 2005).

observar que varían según la localidad analizada. Las edades (U/Pb SHRIMP) presentadas por Rapela *et al.* (1998) de un paragneis migmatítico de alto grado, aflorante en el área del Río Suquía (sierras de Córdoba), se caracterizan por picos dominantes (ca. 650-600 Ma, 1000-800 Ma y 1600 Ma), las que son comparables con los encontrados en el Grupo Cauce y en los cerros Valdivia y Salinas. Algo similar ocurre con las edades (U/Pb TIMS) halladas por Schwartz y Gromet (2004) para metasedimentos aflorantes en el noroeste de las sierras de Córdoba; sólo existen algunas diferencias con los picos de edades neoproterozoicas, y la ausencia de los picos entorno a 1360 Ma característicos de las edades encontradas en el Grupo Cauce, cerro Salinas y unidades de la Precordillera (Figura IIID2-44).

Los circones detríticos analizados (U/Pb SHRIMP) por Sims *et al.* (1998) sobre gneises y esquistos correspondientes al Complejo Metamórfico Pringles, sierras de San Luis, no son equiparables con las edades encontradas en las unidades estudiadas. La mayor diferencia radica en que, los circones datados por estos autores, poseen picos dominantes de edad neoproterozoica. A su vez, tampoco son correlacionables con los circones pertenecientes al Complejo Metamórfico Pichanas y Formación Quilpo, de las Sierras de Córdoba, donde las frecuencias más importantes se encuentran entre los 700 y 600 Ma. En el Complejo Olta, sierra de Chepes, también los circones detríticos analizados son mayormente neoproterozoicos (picos de mayor frecuencia ca. 550 y 620 Ma). En todos estos casos, las poblaciones de circones con edades mesoproterozoicas (ca. 1360 Ma) son subordinadas (Figura IIID2-44).

Por otra parte, en una reciente contribución, Adams *et al.* (2006) presentaron las primeras dataciones LA-ICP-MS sobre circones detríticos separados de la Formación Puncoviscana (Noroeste argentino). La distribución de edades se caracteriza por presentar una población importante de circones grenvillianos, comparables con los que fueron encontrados en las diferentes rocas estudiadas. Sin embargo, existe una distinción dada por una mayor abundancia de circones entorno a 580 a 760 Ma que no es equiparable con las poblaciones neoproterozoicas del Grupo Cauce. A su vez, las poblaciones ca. 1360 Ma, al igual que en las Sierras Pampeanas Orientales, están ausentes.

Por último, todos los picos dominantes del Grupo Cauce, tanto los de edad grenvilliana (ca. 1030, 1070, 1150, 1220 Ma), los ca. 1310, 1360 y 1370 Ma como los paleoproterozoicos (ca. 1600 Ma), son claramente comparables con los intervalos de edades presentados para la Formación Cerro Totorá (1160-970 Ma y 1490-1300 Ma) de la Precordillera y la Formación Rome del sudeste lauréntico estudiados por Thomas *et al.* (2004). Cabe destacar, que en los cerros Valdivia y Salinas las edades ca. 1850

Ma encontradas tienen correspondencia con picos de las muestras analizadas de las formaciones Cerro Totorá y Rome (Thomas *et al.*, 2004) (Figura IIID2-44).

Las dataciones llevadas a cabo sobre los circones separados del Miembro Soldano y del Olistolito Los Ratonés son comprobables sólo con los picos ca. 1360 Ma de las unidades mencionadas anteriormente (Formaciones Cerro Totorá y Rome); estando muy subordinadas las poblaciones grenvillianas y paleoproterozoicas. Esto estaría evidenciando algún cambio en el área de aporte entre la etapa de rift, Cámbrico temprano, representada por la Formación Cerro Totorá y la etapa de plataforma carbonática desarrollada a partir de la Formación La Laja.

Por otro lado, las muestras OLR1 y OLR2 correspondientes al Olistolito Los Ratonés y CLN2 y CLN5 pertenecientes al Miembro Soldano (Formación La Laja), se compararon con los estudios realizados por Finney *et al.* (2005) sobre dos muestras de la misma unidad (Miembro Soldano). Estos autores analizaron circones de una muestra con edades entre 1559 - 1316 Ma (pico dominante ca. 1518 Ma); mientras que en la otra muestra las edades varían entre 1688 y 1200 Ma (picos de mayor frecuencia ca. 1457 y 1393 Ma). Como se puede observar, si bien los rangos de edades encontrados son similares, las máximas frecuencias no son concordantes. Esto probablemente indique que los niveles silicoclásticos muestreados por Finney *et al.* (2005) no se correspondan con los estudiados en el presente trabajo, sugiriendo además que el área de procedencia pudo haber tenido variaciones durante la depositación de los niveles silicoclásticos del Miembro Soldano.

A su vez, Finney *et al.* (2005) analizaron 94 circones detríticos de una muestra perteneciente al Olistolito San Isidro, 86 granos arrojaron edades de 615-511 Ma (pico dominante ca. 535 Ma). Este intervalo es concordante con el rango de edades neoproterozoicas presentes en la Cuarcita El Quemado y en la Formación El Desecho (Grupo Cauçete), aunque el pico de frecuencia máxima es más antiguo (ca. 550 Ma) para las dos últimas unidades.

En resumen, las unidades estudiadas de las Sierras Pampeanas Occidentales (Unidad Difunta Correa y Grupo Cauçete) tienen una componente grenvilliana en la procedencia que es equiparable con las rocas de similar edad de las Sierras Pampeanas Orientales y de la Formación Puncoviscana (Noroeste argentino). Sin embargo, las edades de los circones neoproterozoicos no son comparables totalmente y la abundancia de los picos neoproterozoicos también es distinta (Figura IIID2-44). En el Grupo Cauçete estos circones están muy subordinados.

Una de las diferencias más importantes en la procedencia de los circones hallados en el Grupo Cauçete y en las unidades del Cámbrico precordillerano, con respecto a las Sierras Pampeanas Orientales y la Formación Puncoviscana, es la

ausencia de las edades entorno a 1360-1400 Ma en estas últimas (Figura IIID2-44), marcando que las áreas fuentes entre las rocas en discusión probablemente hayan sido diferentes.

### 3.- Isótopos del Nd (Edades Modelo $T_{DM}$ )

#### a.- Introducción

Los análisis basados en los isótopos del Nd en rocas sedimentarias aportan una valiosa información acerca del área de aporte sedimentario y del basamento donde se desarrollan las cuencas, por lo que ayudan a interpretar su evolución tectónica. Básicamente las edades modelo ( $T_{DM}$ ) y el parámetro  $\epsilon_{Nd}$  calculados por esta metodología permiten distinguir variaciones de posibles fuentes y cambios en el área de aporte a lo largo de la historia de una secuencia sedimentaria. Por otro lado, cuando el volumen de datos disponibles lo permiten, son muy útiles para delimitar terrenos o provincias isotópicas a escala continental.

En las rocas estudiadas del Grupo Cauçete y de la Precordillera se analizaron principalmente los isótopos del Nd para evaluar la procedencia de cada unidad, establecer posibles correlaciones e interpretar los ambientes tectónicos de depositación.

Para determinar la afinidad de las edades  $T_{DM}$  obtenidas se tuvieron en cuenta las diferentes áreas de aporte relacionadas al terreno Cuyania. Sin embargo, como se planteó en el capítulo primero, el problema mayor son las diferentes interpretaciones e hipótesis sobre su origen y mecánica de acreción al margen gondwánico.

Las edades U/Pb (LA-ICP-MS) obtenidas sobre circones detríticos de las unidades analizadas, dan como resultado una procedencia desde áreas con edades principalmente proterozoicas (picos ca. 550, 1000, 1100, 1220, 1360 y 1450 Ma). Por esta razón se compararon las edades modelo Sm/Nd obtenidas en este trabajo con las ya existentes en diferentes regiones con basamentos mesoproterozoicos gondwánicos y laurénticos principalmente.

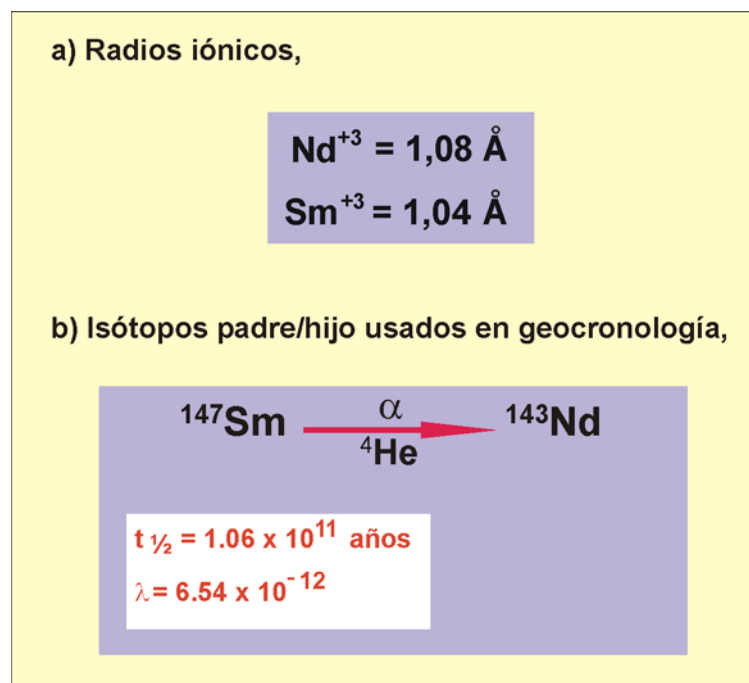
#### b.- Sistema Sm/Nd: conceptos generales

El sistema Sm/Nd se distingue de otros métodos isotópicos (K/Ar, Rb/Sr, U/Pb) porque estos dos elementos tienen un comportamiento químico muy parecido. Esto conlleva a que la relación isotópica padre/hijo no sea modificada por la mayoría de los procesos geológicos, manteniendo inalterado el sistema isotópico. Tanto el Samario como el Neodimio pertenecen al grupo de elementos de las tierras raras (ETR), caracterizados por tener propiedades físicas y químicas semejantes debido a su configuración electrónica.

Físicamente la diferencia principal entre el Sm y el Nd radica en una pequeña discrepancia en el radio iónico. El  $Nd^{+3}$  posee un radio iónico de 1,08 Å mientras que el

$\text{Sm}^{+3}$  de 1,04 Å (Figura IIIB3-1a). Esta distinción del 4% es la responsable del fraccionamiento de estos elementos en los procesos de diferenciación magmática y cristalización fraccionada. Por otra parte, el alto estado de valencia (+3) de la mayoría de los ETR produce con los aniones que se combinan una unión del tipo covalente (fuerza de atracción muy elevada) produciendo baja solubilidad y movilización de los compuestos. Debido a esto no sufren modificaciones en los procesos de alteración, diagénesis y metamorfismo de bajo grado.

El sistema Sm/Nd se basa en el decaimiento radiactivo del isótopo  $\text{Sm}^{147}$  (padre) en el isótopo estable  $\text{Nd}^{143}$  (hijo) por emisión de partículas  $\alpha$ , y con una vida media muy longeva (106 Ga) (Figura IIIB3-1b).

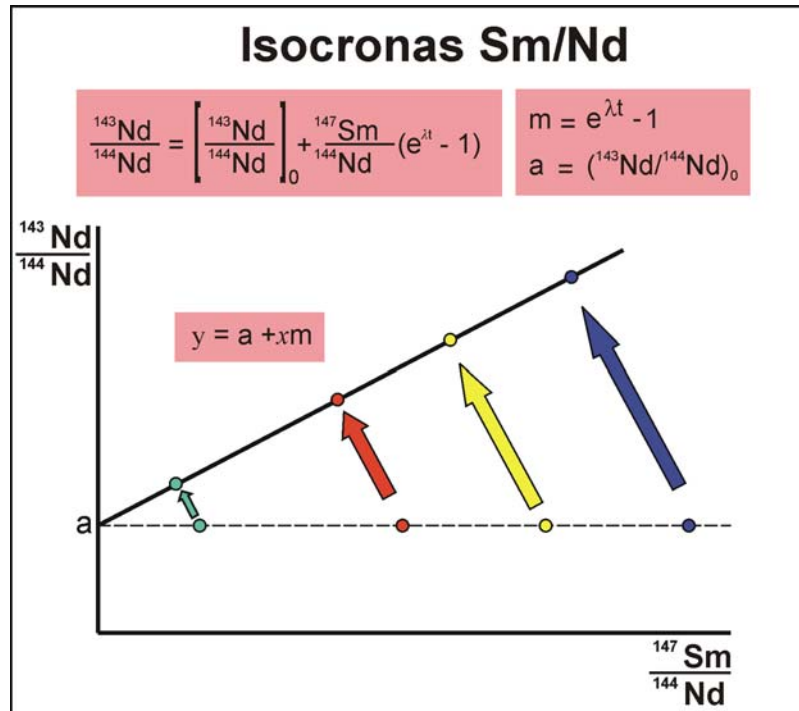


**Figura IIIB3-1.** a) Radios iónicos de los elementos Samario y Neodimio; b) sistema isotópico Sm/Nd con las constantes usadas en geocronología.

Existen dos alternativas de datación de rocas por la metodología Sm/Nd: 1) método clásico de datación por isocronas, tanto en roca total como en minerales (Figura IIIB3-2); y 2) cálculo de edades modelo ( $T_{\text{CHUR}}$  y  $T_{\text{DM}}$ ) sobre roca total, esta última es la más utilizada en los estudios de procedencia sedimentaria por reflejar las características de la fuente.

La abundancia del isótopo  $\text{Nd}^{143}$  radiogénico y la relación  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$  en el reservorio global de la Tierra (*Bulk Earth*) va en aumento con el pasar del tiempo geológico y a medida que el  $\text{Sm}^{147}$  decae en  $\text{Nd}^{143}$ . El aumento de esta relación en función del tiempo puede ser descrito por un modelo basado en la relación Sm/Nd y

la edad de la Tierra (4,6 Ga). La relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  primordial es conocida a través del estudio de meteoritos condríticos (teóricamente la tierra es considerada como un enorme reservorio condrítico uniforme denominado *CHUR*) y a partir de esta relación inicial puede ser calculada la residencia cortical de una determinada roca.



**Figura IIIB3-2.** Ejemplo del cálculo de las edades de cristalización por el método Sm/Nd con isócrona sobre análisis de roca total.

El modelo explica la generación de una roca por fusión parcial del manto primitivo (CHUR) dejando como resultado dos nuevos reservorios de características diferentes: 1) Manto empobrecido en elementos incompatibles (DM, *depleted mantle*); y 2) un reservorio enriquecido en esos elementos y formado principalmente por rocas corticales.

A su vez, el cálculo de las edades  $T_{\text{DM}}$  tiene como premisa que la relación Sm/Nd evolucionó a partir de un manto empobrecido en elementos incompatibles, producido por varias fusiones del manto primitivo para generar corteza continental.

Para el cálculo de edades  $T_{\text{DM}}$  se utilizó la ecuación:

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}} - (^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]$$

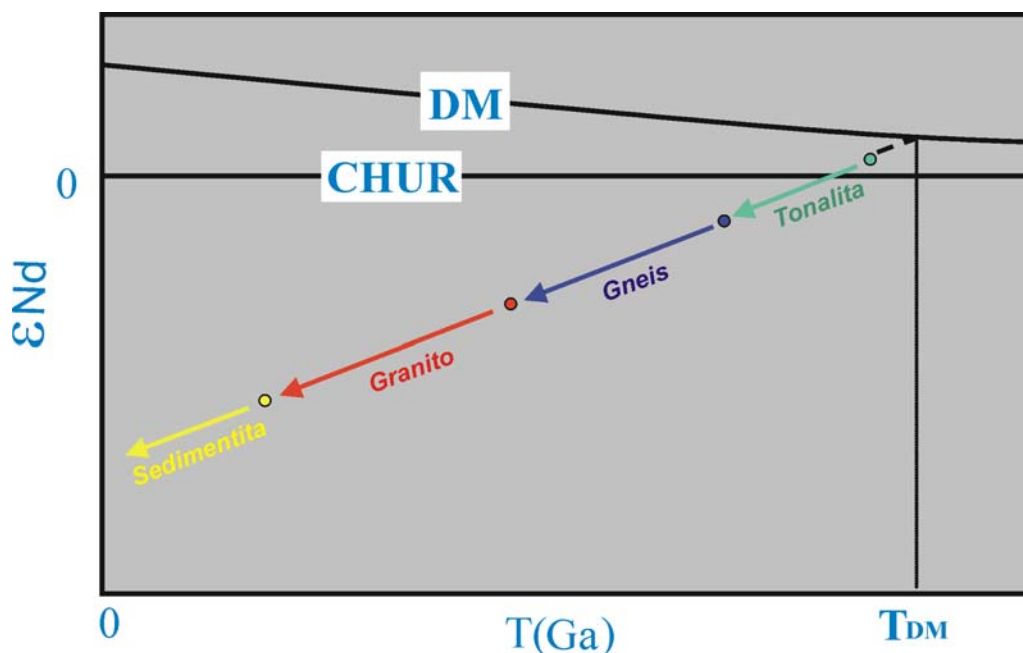
El  $\epsilon_{Nd}$  es definido como el desvío de la relación  $Nd^{143}/Nd^{144}$  entre la muestra de roca y el reservorio CHUR o el manto empobrecido para un determinado tiempo. Este momento es una edad cualquiera que generalmente es considerada la edad de cristalización de la roca. En las rocas sedimentarias se toma como la edad de depositación.

El  $\epsilon_{Nd}$  es calculado a través de la siguiente ecuación:

$$\epsilon_{Nd}(t) = \left[ \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)(t)_{\text{muestra}}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)(t)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] 10000$$

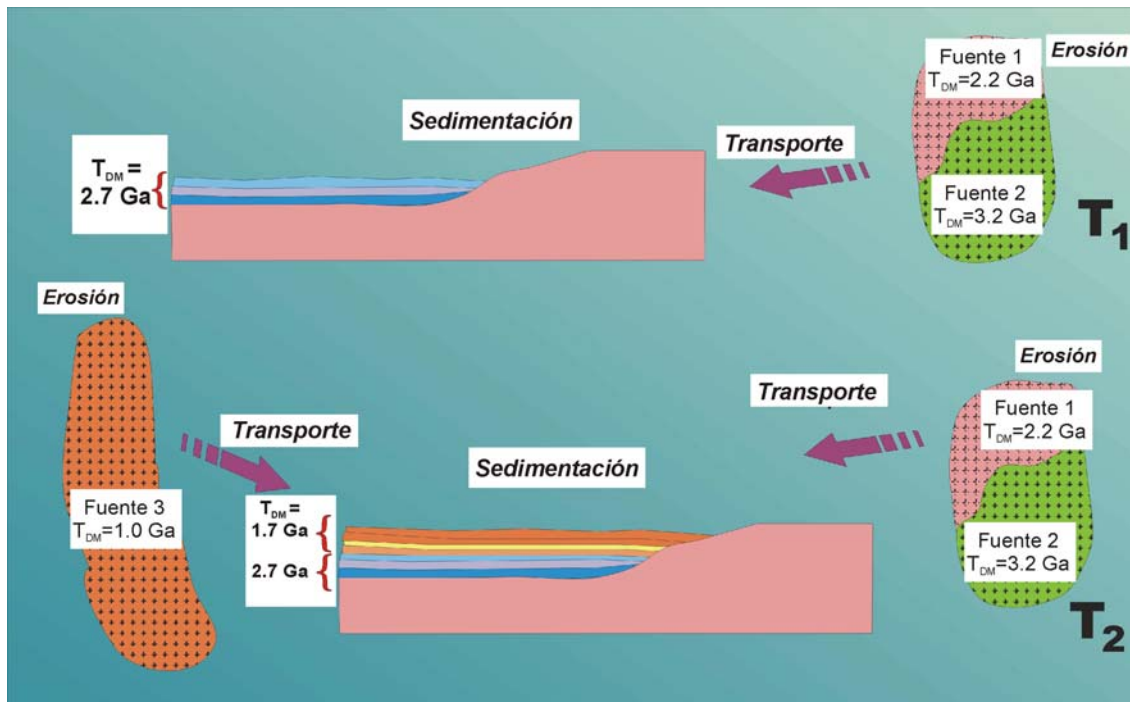
La relación  $Nd^{143}/Nd^{144}$  del manto empobrecido (DM) actual es considerada igual a la que presentan los basaltos de las dorsales centro-oceánicas (basaltos tipo MOR). Esta premisa es descrita en los modelos de DePaolo (1981) y DePaolo *et al.* (1991).

Como se puede observar del análisis antes desarrollado las características geoquímicas del Samario y Neodimio y las edades modelo calculadas no son fácilmente modificadas en la roca después de que esta es extraída del manto (Figura IIIB3-3). Por esta razón las edades modelo  $T_{DM}$  son frecuentemente usadas en estudios de procedencia sedimentaria.



**Figura IIIB3-3.** Posible historia geológica de una roca sedimentaria y el significado de la edad modelo Sm/Nd.

Uno de los problemas a tener en cuenta es que existe la posibilidad que los sedimentos tengan mezcla entre dos o más fuentes con diferencias isotópicas. En este caso la edad  $T_{DM}$  calculada es probable que sea intermedia o mezcla entre las fuentes participantes (Figura IIB3-4).



**Figura IIB3-4.** Esquema de una cuenca donde participan tres fuentes de edades  $T_{DM}$  diferentes, se producen mezclas en las edades modelos Sm/Nd a lo largo de la historia geológica de la cuenca, y estas se ven evidenciadas en los sedimentos depositados.

Por otro lado, el parámetro  $\epsilon_{Nd}$  es también una herramienta importante porque a través de sus valores se puede discernir el origen de la roca fuente. Cuando el  $\epsilon_{Nd}$  es positivo generalmente las rocas fueron formadas a partir de la fusión del manto o de rocas corticales con una componente importante mantélica (juvenil). A diferencia, cuando los valores  $\epsilon_{Nd}$  son negativos están asociados a rocas originadas a partir de la fusión de rocas corticales.

### c.- Muestras y técnicas analíticas

Con el propósito de complementar los estudios de procedencia sedimentaria (análisis de minerales pesados, morfología, estructura interna y dataciones U/Pb en circones detríticos) se analizaron por la metodología de Sm/Nd las mismas rocas pertenecientes al Grupo Cauçete, y a los cerros Salinas y Valdivia. Además, varias localidades clásicas de la Precordillera fueron también estudiadas para comparar los

resultados obtenidos, y así realizar un estudio regional del área de procedencia con las edades modelo Sm/Nd encontradas (Tabla IIB3-I).

**Tabla IIB3-I.** Muestras analizadas con sus sitios, coordenadas geográficas y tipos litológicos principales.

Muestra	Ubicación	Latitud (S)	Longitud (O)	Roca/Unidad
<b>Cuarcita EL Quemado</b>				
QEG 2	Qda. El Gato	31° 26' 21''	68° 11' 15''	Meta-arenisca Qtz-Ms-Kfs (Unidad Amarilla)
QM 3	Qda. del Molle	31° 22' 59''	68° 08' 08''	Meta-arenisca Qtz-Kfs-Ms (Unidad Verde)
LB 2	Lomas Bayas	31° 18' 16''	68° 09' 10''	Meta-arenisca Qtz-Kfs (Unidad Amarilla)
M4	Sur Qda. El Quemado	31° 21' 19''	68° 10' 02''	Meta-arenisca Qtz-Kfs-Ms (Unidad Verde)
CFN1	Zona San Ceferino N.	31° 34' 01''	68° 17' 32''	Meta-arenisca Qtz-Kfs-Ms (Unidad Verde)
M7	Qda. Pecán	31° 26' 16''	68° 11' 04''	Cuarcita Negra (Unidad Amarilla)
CV1	Cerro Valdivia (sur)	31° 53' 17''	68° 31' 55''	Cuarcita Qtz-Ms (Unidad Verde)
<b>Formación La Paz</b>				
M1	Qda. del Molle	32° 22' 23''	68° 09' 31''	Meta-arenisca Qtz-Bt
M3	Sur Qda. El Quemado	31° 21' 19''	68° 10' 02''	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Gtr
M5	Norte Qda. Las Pirquitas	31° 20' 20''	68° 09' 17''	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Gtr
M6	Norte Qda. Las Pirquitas	31° 20' 20''	68° 09' 17''	Esquisto cuarzo-micáceo
QGY 3	Qda. Guayaupas	31° 13' 36''	68° 04' 12''	Meta-arenisca Qtz-Alb-Ms-Gtr
QAC 4	Qda. Agua del Conejo	31° 07' 21''	68° 04' 26''	Filita cuarzo-micácea
<b>Formación El Desecho</b>				
QEQ 4	Qda. El Quemado	31° 21' 18''	68° 09' 22''	Mármol dolomítico
M8	Zona de la Olla	-----	-----	Meta-arenisca carbonática
M9	Zona de la Olla	-----	-----	Meta-arenisca carbonática
M11	Qda. Pecán	31° 26' 20''	68° 10' 45''	Esquisto calci-pelítico
<b>Caliza Angacos</b>				
Ca A 1	Cantera Puntilla Blanca	31° 26' 51''	68° 11' 43''	Caliza metamórfica
QLP 2	Qda. La Petaca	31° 27' 18''	68° 10' 38''	Meta-arenisca carbonática
QEG 8	Qda. del Gato	31° 26' 56''	68° 10' 27''	Meta-arenisca carbonática
QEQ 1	Qda. El Quemado	31° 20' 58''	68° 09' 17''	Mármol calcáreo blanquecino
Qpir 1	Qda. Las Pirquitas	31° 20' 41''	68° 08' 52''	Caliza metamórfica
QPP 1	Qda. Piedras Pintadas	31° 29' 28''	68° 12' 54''	Meta-arenisca carbonática
ANG1v	Qda. del Gato	31° 27' 05''	68° 10' 56''	Caliza metamórfica
ANG2v	Qda. del Gato	31° 27' 05''	68° 10' 56''	Caliza metamórfica
ANG5v	Qda. del Gato	31° 27' 05''	68° 10' 56''	Caliza metamórfica
ANG6h	Qda. del Gato	31° 27' 05''	68° 10' 56''	Caliza metamórfica
LCh2	Loma de las Chacras	31° 13' 50''	67° 30' 37''	Caliza metamórfica
<b>Cerro Salinas</b>				
CS 1h	Zona sur del cerro	32° 11' 46''	68° 40' 53''	Caliza metamórfica
CS 7h	Zona sur del cerro	32° 11' 46''	68° 40' 53''	Caliza metamórfica
CSal1	Zona sur del cerro	32° 11' 46''	68° 40' 53''	Filita cuarzo-micácea-carbonática
CSal3	Zona norte del cerro	32° 10' 49''	68° 40' 46''	Filita cuarzo-micácea
<b>Unidades del Cámbrico de la Precordillera</b>				
QLF 5	Qda. La Flecha			Caliza (Formación La Flecha)
CLN 2	Cantera Loma Negra	31° 29' 43''	68° 39' 48''	Arenisca cuarzosa (Formación La Laja)
CLN 3	Cantera Loma Negra	31° 29' 43''	68° 39' 48''	Arenisca cuarzosa (Formación La Laja)
CLN 5	Cantera Loma Negra	31° 29' 43''	68° 39' 48''	Arenisca cuarzosa (Formación La Laja)
ULL 1	Dique Ullum	31° 31' 21''	68° 41' 26''	Arenisca carbonática (Formación La Laja)
OLT 2	Olistolito Los Túneles	30° 13' 08''	68° 59' 27''	Limolita carbonática
OLR2	Olistolito Los Ratones	31° 16' 50''	69° 11' 20''	Matriz de un conglomerado
CT1	Formación Cerro Totorá	29° 28' 30''	68° 39' 46''	Arenisca carbonática (Fm Cerro Totorá)

Las muestras pertenecientes al Grupo Cauçete incluyen: seis metareniscas de la Cuarcita El Quemado aflorantes en diferentes sectores, son de composición cuarzosa y contienen feldespato y micas (muscovita) subordinadas (Tabla IIB3-I).

En la Formación La Paz fueron estudiadas otras seis muestras representativas de la unidad, las rocas son esquistos y filitas cuarzo-muscovítico-albítico-granatíferas (Tabla IIIB3-I). También se analizaron cuatro rocas de la Formación El Desecho de diferentes tipos litológicos y composición; las muestras M8 y M9 son metareniscas carbonáticas, M11 es un esquisto calcipélico de tonalidades rojizas-oscuras y QEQ4 corresponde a un mármol dolomítico (Tabla IIIB3-I). Por último, en la Caliza Angacos fueron estudiadas cinco meta-carbonatos (CaA1, ANG1v, ANG2v, ANG5v, ANG6h), tres mármoles (QEQ1, QPir1, QPP1) y dos son muestras colectadas de niveles intercalados compuestos por metareniscas calcáreas (QLP2, QEG8) (Tabla IIIB3-I).

En el cerro Salinas se tomaron dos muestras de caliza del sector sur (CS1h, CS7h) en una faja de carbonatos, y dos muestras de composición silicoclástica (CSal1, CSal3) de las filitas cuarzo-micáceas. También se analizó una muestra de una cuarcita de color verde aflorante en el sector sureste del cerro Valdivia (Tabla IIIB3-I).

Por otro lado, fueron estudiadas ocho muestras pertenecientes a diferentes unidades del Cámbrico precordillerano. En las areniscas cuarzosas intercaladas en las calizas del Miembro Soldano (Formación La Laja), aflorante en el flanco oriental del cerro Marquesado, se analizaron tres muestras (CLN2, CLN3 y CLN5). También se analizó una muestra de arenisca calcárea de la quebrada La Flecha (QLF5), una arenisca de grano medio del dique Ullúm (ULL1) en el sector norte de la sierra Chica de Zonda, y una arenisca calcárea aflorante en la sucesión evaporítica del cerro Totora, en el sur de la provincia de La Rioja. En las unidades olistostrómicas fueron estudiadas rocas pertenecientes a una limolita colectada en el Olistolito Los Túneles (OLT2) y la matriz de un conglomerado del Olistolito Los Ratones (OLR 2). En la Tabla IIIB3-I se detallan la ubicación (GPS) y el tipo de roca de cada muestra mencionada.

En el laboratorio del CIG se llevó a cabo la molienda de las rocas, con una chancadora de mandíbulas se trituró grueso y con un molino más pequeño se realizó la molienda fina. Los análisis isotópicos de Sm/Nd (roca total) se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geología Isotópica de la UFRGS. Se agregaron trazadores (*spikes*)  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$  y se disolvieron en recipientes de teflón usando mezcla de HF–HNO<sub>3</sub> y 6N-HCl hasta disolución completa. Se utilizaron columnas cromatográficas con resina catiónica AG–50w–X8 (200–400 *mesh*) para separación de ETR y posteriormente se separó el Sm y el Nd usando resina aniónica HDEHP LN–B50 (100–200  $\mu\text{m}$ ). Cada muestra se secó a sólido y se cargó con H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 0,25N en filamentos de Ta–Re. Las relaciones isotópicas se midieron en modo estático con un espectrómetro VG sector 54 con multicolector. Las edades Nd de residencia cortical ( $T_{\text{DM}}$ ) se calcularon usando el modelo de DePaolo (1981) y de DePaolo *et al.* (1991).

## d.- Resultados de las edades modelo

Los resultados de los análisis isotópicos de cada unidad se muestran en la Tabla IIIB3-II, donde se detallan los valores de las edades  $T_{DM}$  calculadas usando el modelo clásico de DePaolo (1981) ( $T_{DM}$ ) y también se agregaron los cálculos realizados mediante el modelo de doble estadio de DePaolo *et al.* (1991) ( $T_{DM2}$ ).

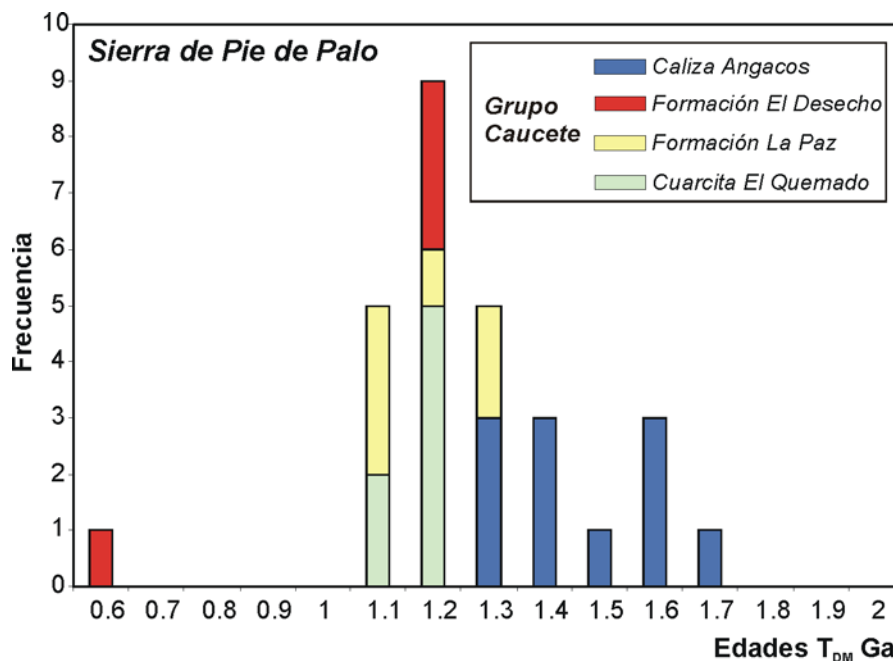
**Tabla IIIB3-II.** Datos Sm/Nd de las muestras analizadas en este trabajo.

Muestra	Edad	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon \text{ Nd (0)}$	$\epsilon \text{ Nd (t)}$	$T_{\text{CHUR}}$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}2}$
<b>Cuarcita EL Quemado</b>										
QEG 2	550	2,36	13,10	0,10882	0,51232	-6,30	-0,13	562	1076	1265
QM 3	550	1,54	7,51	0,12429	0,51238	-5,11	-0,03	553	1151	1257
LB 2	550	0,74	3,87	0,11638	0,51230	-6,67	-1,03	650	1180	1339
M4	550	0,85	4,39	0,11668	0,51231	-6,32	-0,70	619	1157	1312
CFN1	550	2,82	14,39	0,11835	0,51231	-6,43	-0,94	643	1184	1331
M7	550	1,91	9,59	0,12028	0,51241	-4,44	0,93	455	1054	1177
CV1	550	2,11	10,77	0,11823	0,51230	-6,58	-1,07	656	1194	1342
<b>Formación La Paz</b>										
M1	550	1,08	5,16	0,12667	0,51240	-4,71	0,21	527	1146	1237
M3	550	9,04	45,50	0,12009	0,51225	-7,51	-2,13	767	1286	1426
M5	550	7,88	38,20	0,12477	0,51233	-6,01	-0,97	655	1229	1333
M6	550	8,72	42,05	0,12539	0,51242	-4,19	0,81	461	1090	1187
QGY 3	550	4,81	36,52	0,07968	0,51210	-10,43	-2,22	698	1082	1432
QAC 4	550	5,82	27,89	0,12608	0,51229	-6,79	-1,83	753	1308	1402
<b>Formación El Desecho</b>										
QEQ 4	550	0,54	12,47	0,02624	0,51230	-6,62	5,37	304	635	774
M8	550	1,57	6,59	0,14364	0,51250	-2,68	1,04	396	1192	1167
M9	550	1,74	7,47	0,14101	0,51249	-2,89	1,02	407	1174	1169
M11	550	5,98	29,45	0,12282	0,51235	-5,71	-0,52	605	1180	1297
<b>Caliza Angacos</b>										
Ca A 1	520	0,09	0,38	0,13787	0,51226	-7,48	-3,57	994	1553	1515
QLP 2	520	4,18	17,36	0,14575	0,51229	-6,72	-3,36	1034	1638	1498
QEG 8	520	1,96	9,16	0,12929	0,51226	-7,42	-2,94	861	1405	1467
QEQ 1	520	0,71	2,88	0,14934	0,51240	-4,72	-1,58	781	1504	1361
Qpir 1	520	0,44	1,74	0,15155	0,51234	-5,75	-2,76	998	1664	1453
QPP 1	520	4,87	22,74	0,12948	0,51233	-5,99	-1,53	698	1289	1357
ANG1v	520	0,14	0,59	0,14592	0,51240	-4,56	-1,19	704	1420	1330
ANG2v	520	0,05	0,21	0,13325	0,51227	-7,13	-2,93	880	1443	1466
ANG5v	520	0,09	0,39	0,13585	0,51237	-5,15	-1,12	663	1308	1324
ANG6h	520	0,10	0,42	0,13569	0,51239	-4,92	-0,87	632	1285	1304
Lch2	520	0,62	3,09	0,12083	0,51203	-11,86	-6,84	1222	1630	1753
<b>Cerro Salinas</b>										
CS 1h	510	0,11	0,53	0,12541	0,51207	-11,04	-6,41	1211	1641	1716
CS 7h	510	0,05	0,59	0,04819	0,51107	-30,51	-20,86	1603	1784	2625
CSal1	510	1,18	5,99	0,11913	0,51210	-10,52	-5,48	1061	1502	1649
CSal3	510	4,81	22,67	0,12824	0,51239	-4,90	-0,45	561	1181	1262
<b>Unidades del Cámbrico de la Precordillera</b>										
QLF 5	520	5,16	23,05	0,13544	0,51236	-5,45	-1,38	696	1328	1345
CLN 2	520	0,14	0,81	0,10187	0,51208	-10,90	-4,62	900	1312	1593
CLN 3	520	0,34	1,47	0,14126	0,51221	-8,32	-4,64	1173	1699	1594
CLN 5	520	0,29	1,37	0,12660	0,51219	-8,77	-4,11	978	1475	1555
ULL 1	520	2,79	13,35	0,12609	0,51215	-9,61	-4,94	1065	1537	1616
OLT 2	520	3,23	16,81	0,11629	0,51204	-11,71	-6,38	1138	1549	1720
OLR2	520	4,11	19,05	0,13044	0,51229	-6,82	-2,43	806	1372	1427
CT1	520	5,01	24,23	0,12504	0,51229	-6,87	-2,12	751	1301	1403

Para este estudio se prefirió utilizar las edades calculadas por el primer método (DePaolo, 1981) ya que se trata de rocas metasedimentarias y sedimentarias. Utilizar un modelo con doble estadio (DePaolo *et al.*, 1991) en una roca ígnea plutónica o volcánica significa presumir que en el momento de cristalización de la roca se produce un segundo fraccionamiento de los isótopos del Nd; el primer fraccionamiento es el producido cuando el fundido es extraído del manto. Por el contrario, en una roca sedimentaria en el momento de depositación, que sería el segundo estadio, considerar que exista un fraccionamiento isotópico probablemente sea incorrecto. Por esta razón se han realizado los cálculos por DePaolo *et al.* (1991) sólo para comparar los datos de la bibliografía existentes que fueron calculados con esta metodología.

### Grupo Cauçete

Las edades modelo Sm/Nd calculadas por el modelo de DePaolo (1981) para el Grupo Cauçete se caracterizan por comprender valores entre 1664 y 1054 Ma y otro de 635 Ma. Se destaca un pico dominante con edades aproximadas a 1200 Ma y picos secundarios a los ca 1,1; 1,3; 1,4 y 1,6 Ga (Figura IIIB3-5).



**Figura IIIB3-5.** Histograma de frecuencias de las edades modelo Sm/Nd del Grupo Cauçete. Se detallan los valores encontrados en la Cuarcita El Quemado, Formación La Paz, Formación El Desecho, y Caliza Angacos.

Las muestras analizadas en la Cuarcita El Quemado se caracterizan por una distribución unimodal y con una frecuencia máxima ca. 1,2 Ga. El rango de edades abarca un intervalo entre 1184 y 1054 Ma (Figura IIIB3-5) y los valores  $\epsilon_{Nd}$  están

comprendidos desde -1,1 hasta +0,9 (Tabla IIIB3-II). En este grupo de datos se agregó una muestra cuarcítica perteneciente al cerro Valdivia la cual arrojó una edad modelo de 1194 Ma.

En la Formación La Paz las edades  $T_{DM}$  forman una distribución que también resultó unimodal con un pico de máxima frecuencia a los 1,1 Ga aproximadamente (Figura IIIB3-5). Todo el conjunto de edades quedan comprendidas entre 1308 y 1082 Ma y los  $\epsilon Nd$  tienen valores entre -2,2 y +0,8 (Tabla IIIB3-II).

En la unidad El Desecho los análisis Sm/Nd presentaron valores similares, tres muestras silicoclásticas arrojaron edades cercanas a 1180 Ma (Figura IIIB3-5) con  $\epsilon Nd$  entre -0,5 y +1 (Tabla IIIB3-II), pero un valor de un mármol dolomítico arrojó una edad muy diferente a los demás; la edad  $T_{DM}$  calculada es de 635 Ma y el valor  $\epsilon Nd$  es elevado y positivo (5,4).

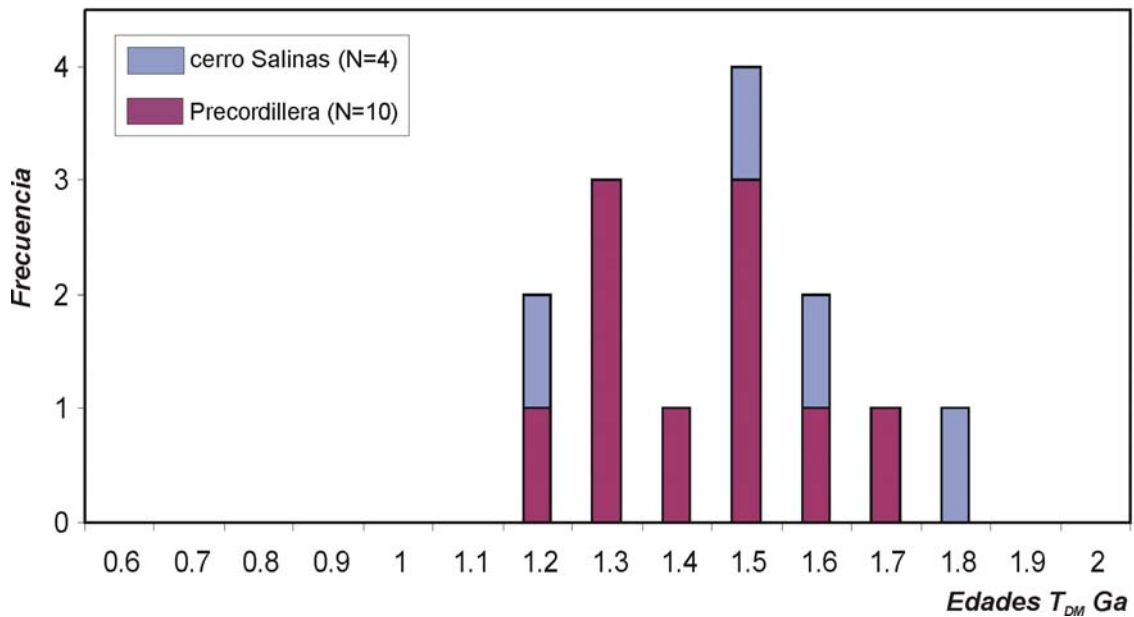
Las muestras analizadas de la Caliza Angacos mostraron edades  $T_{DM}$  diferentes a las encontradas en las unidades anteriores; están comprendidas entre 1664 y 1285 Ma. La distribución bimodal es marcada y posee máxima frecuencia entre 1,3 y 1,4 Ga y a los ca 1,6 Ga (Figura IIIB3-5). Los datos de  $\epsilon Nd$  calculados son todos valores negativos entre -6,8 y -0,9 (Tabla IIIB3-II).

### **Cerro Salinas**

Las cuatro muestras analizadas del Cerro Salinas arrojaron edades  $T_{DM}$  algo más antiguas. Las muestras de composición calcárea y la metarenisca carbonática presentaron edades entre 1784 y 1502 Ma, mientras que una filita cuarzo-micácea presentó una edad de 1181 Ma acorde con los valores del Grupo Cauce. Los  $\epsilon Nd$  respectivos varían entre - 20,9 y - 0,4 (Figura IIIB3-6) (Tabla IIIB3-II).

### **Unidades del Cámbrico de Precordillera**

Las muestras analizadas de la Precordillera se caracterizan en su mayoría por ser areniscas carbonáticas y areniscas cuarzosas, excepto una muestra de composición carbonática colectada en la quebrada de La Flecha (Tabla IIIB3-I). Las edades  $T_{DM}$  al igual que la Caliza Angacos presentan una distribución claramente bimodal, estando comprendidas entre 1699 y 1249 Ma, aunque se diferencian en que las frecuencias máximas se observan a los ca. 1.6 y 1.3 Ga (Figura IIIB3-6). Los  $\epsilon Nd$  calculados son negativos y abarcan valores entre - 6,4 y - 1,4 (Tabla IIIB3-II).



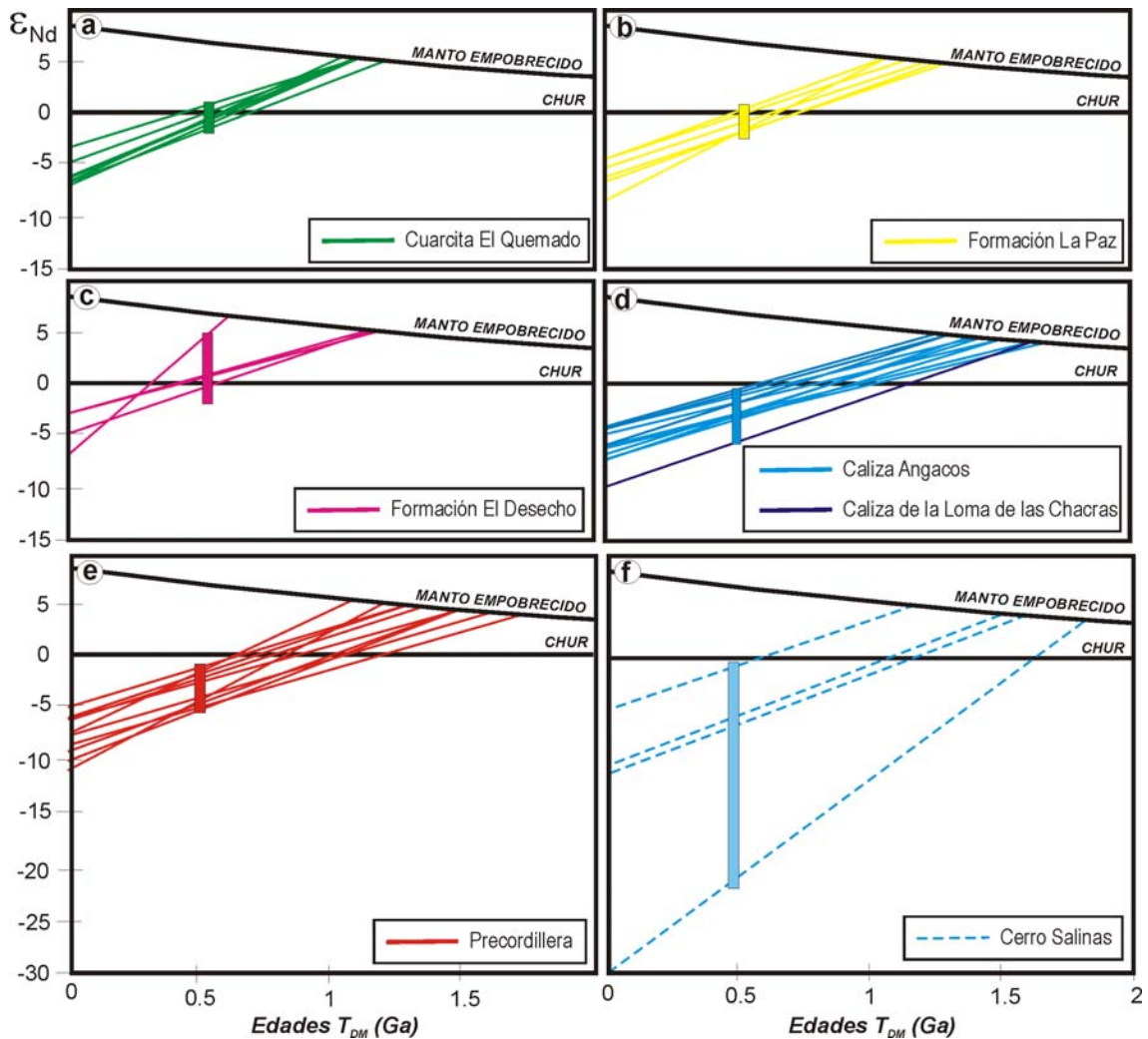
**Figura IIIB3-6.** Histograma de frecuencia con las edades modelo de las unidades cámbricas de la Precordillera y del cerro Salinas. Se pueden distinguir dos grupos, uno ca. 1,2 - 1,3 Ga y el otro ca. 1,5 - 1,6 Ga.

#### e.- Diagramas de evolución del epsilon Nd

Se construyeron diagramas de evolución isotópica del epsilon Nd versus tiempo para las diferentes unidades para su correlación. A su vez, fueron comparados con la evolución isotópica de los distintos tipos de basamentos que pudieron haber actuado como posibles fuentes.

En el gráfico de la Figura IIIB3-7 se puede observar que la evolución de los  $\epsilon$ Nd para la Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho, además de ser equiparables, tienen como característica principal que solapan la recta de CHUR y algunas muestras pasan a tener valores positivos para el momento de la depositación (Figura IIIB3-7a, b y c).

Por el contrario las muestras de la Caliza Angacos son comparables con las unidades cámbricas de la Precordillera. Se caracterizan por presentar, al momento de la depositación, valores negativos de los  $\epsilon$ Nd (Figuras IIIB3-7d y e). Las muestras del cerro Salinas se comportan de manera similar a las anteriores con la excepción de una muestra con la edad modelo más longeva encontrada (1784 Ma) y un  $\epsilon$ Nd muy negativo (-21) (Figura IIIB3-f).



**Figura III B3-7.** Diagramas de evolución del Nd para las rocas del Grupo Caucete, del cerro Salinas, y de las unidades del Cámbrico precordillerano estudiadas. La evolución del epsilon Nd abarca desde el presente hasta la intersección con la curva del manto deprimido.

#### f.- Discusión

Las edades modelo y los  $\epsilon\text{Nd}$  obtenidos permitieron diferenciar dos grupos de muestras con un comportamiento isotópico distinto.

El primer conjunto lo conforman las muestras correspondientes a la Cuarcita El Quemado, a las Formaciones La Paz y El Desecho (Grupo Caucete) y al cerro Valdivia; éstas se caracterizan por presentar edades modelo entre 1,1 y 1,3 Ga, con una distribución unimodal y un pico dominante ca. 1,2 Ga, mientras que, las edades modelo de la Caliza Angacos, cerro Salinas y Precordillera presentaron una distribución marcadamente bimodal (Figuras III B3-5 y 6).

Otra diferencia importante que hay que destacar son los valores de los  $\epsilon\text{Nd}$ , en el primer grupo se destacan valores positivos (por encima de la recta CHUR) para la

edad de depositación; por el contrario el segundo conjunto presenta todos valores negativos (Figura IIIB3-7). Esto evidencia una componente juvenil en la fuente sedimentaria para las muestras de la Cuarcita El Quemado, las Formaciones La Paz y El Desecho, y del cerro Valdivia.

La distribución unimodal de las edades  $T_{DM}$  relativamente jóvenes (ca. 1200 Ma) encontradas en la Cuarcita El Quemado pueden interpretarse como una mezcla de fuentes. Es posible que existan dos regiones de aporte para la época de sedimentación con rocas de edades  $T_{DM}$  paleoproterozoicas junto con otra mesoproterozoica y/o neoproterozoica, compuesta por material juvenil. Esta mezcla en la composición isotópica probablemente se relacione con un ambiente tectónico capaz de aportar desde un mismo sector las dos rocas fuente o que el área de aporte esté integrada por intercalaciones tectónicas de terrenos con edades  $T_{DM}$  diferentes.

En la Formación La Paz si bien la distribución no es estrictamente igual a la representada para la Cuarcita El Quemado, las edades se corresponden con el intervalo de ésta última, y el pico más importante (ca. 1,1 Ga) evidencia una fuente con edades aun más jóvenes.

La mayoría de las edades modelo en la Formación El Desecho coinciden con la frecuencia máxima de 1200 Ma. Pero es importante destacar la edad de 635 Ma, primero como una edad máxima de depositación, y segundo porque probablemente este representando la fuente juvenil que se registra y disminuye las edades modelo de las unidades antes mencionadas.

En las muestras estudiadas de la Caliza Angacos no ocurre lo mismo, la distribución es bimodal y se pueden distinguir bien dos tipos de rocas fuente del Mesoproterozoico temprano (ca. 1300 – 1400 Ma) más otra del Paleoproterozoico. Nuevamente la distribución bimodal en los datos  $T_{DM}$  sugiere que existían probablemente, para el momento de la sedimentación, dos fuentes que estaban separadas geográficamente y los sedimentos no tuvieron la posibilidad de mezclarse. Por lo tanto, estos cambios en las edades  $T_{DM}$  probablemente reflejen variaciones en la configuración de la cuenca o del área fuente, con respecto a las unidades basales del Grupo Cauçete.

Algo similar presentaron las muestras analizadas de la Precordillera, también con una distribución bimodal, pero con leves diferencias en los picos de máxima frecuencia. La distinción principal observada es el prominente pico ca. 1,5 Ga escasamente representado en las unidades del Grupo Cauçete, pero existe un traslape importante con los demás picos de frecuencia; también es concordante la edad  $T_{DM}$  de 1720 Ma con la muestra de la Caliza Angacos de edad  $T_{DM}$  ca. 1753 Ma.

Esto probablemente marque, para las unidades de la Precordillera, la presencia de un aporte desde una fuente distinta (ca. 1,5 Ga), pero el ambiente tectónico pudo haber sido similar al de la Caliza Angacos, porque también presenta los picos menores (ca. 1,7 y 1,3 Ga) en concordancia con esta unidad.

Cabe destacar que edades  $T_{DM}$  de 1,2-1,7 Ga están presentes tanto en las unidades del Grupo Caucete como en las de Precordillera.

Como primera conclusión se desprende que existe una similitud en la distribución de las edades modelo entre las unidades del Cámbrico precordillerano y la Caliza Angacos. Ocurre algo diferente con las edades encontradas en las formaciones basales del Grupo Caucete, que presentan una típica distribución unimodal de mezcla de fuentes. Estas diferencias probablemente se deban a cambios en la configuración de la cuenca y de exposición de las áreas fuente.

### **Afinidad de las edades modelo Sm/Nd ¿gondwánica o lauréntica?**

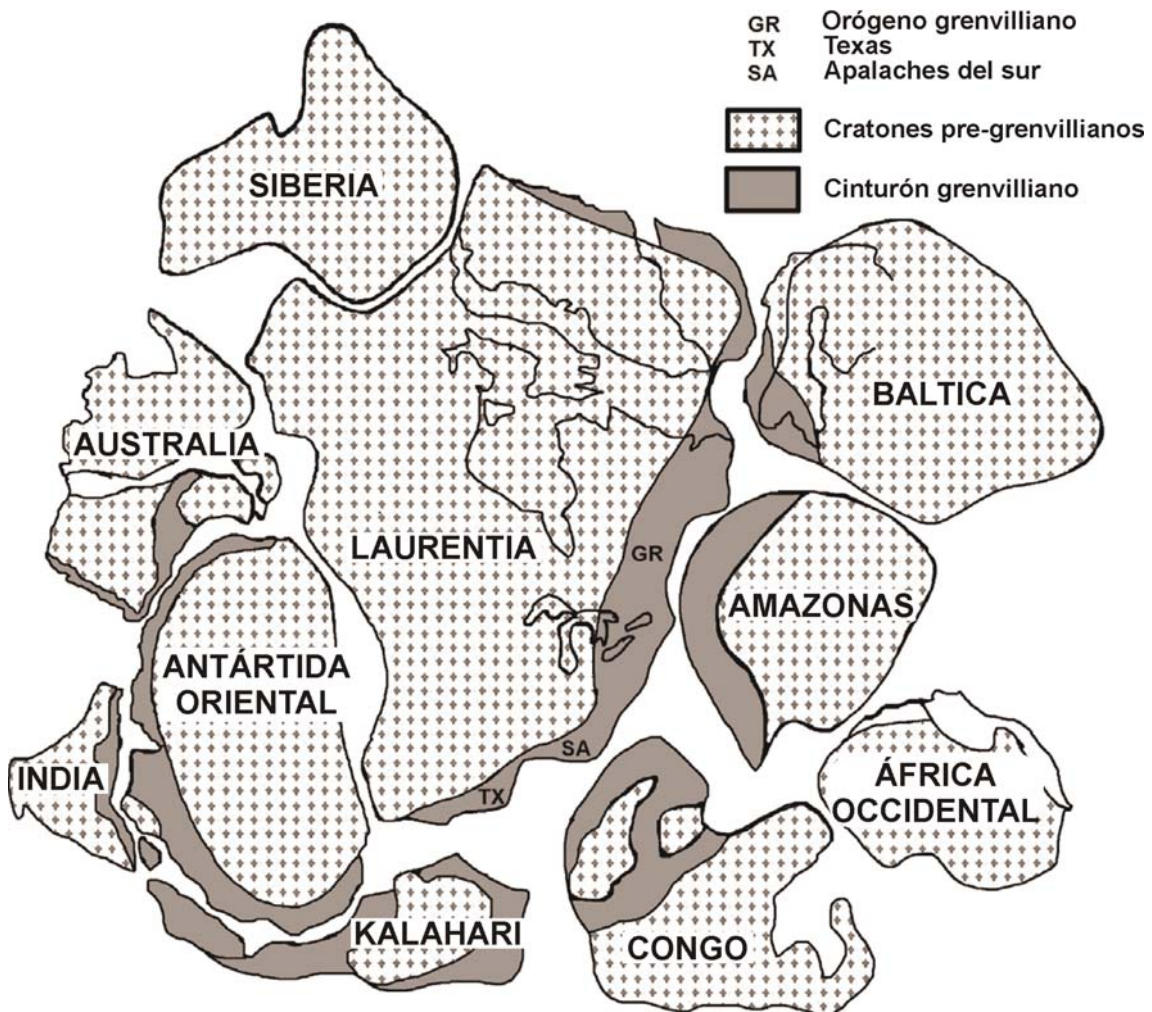
Determinar afinidades corticales entre rocas de basamento y sedimentitas sin metamorfismo y fosilíferas, es muchas veces más claro que con metasedimentitas altamente deformadas y con metamorfismo mayor al bajo grado. Las rocas del Grupo Caucete, además de presentar deformación y metamorfismo, hay que sumarle el problema de la incertidumbre sobre su edad, la correlación con las unidades circundantes y la discusión sobre el origen del terreno en el cual se desarrollaron. Estos puntos representan los mayores problemas a la hora de comparar los datos obtenidos con las posibles áreas fuente.

Desde los trabajos de Hoffman (1991) se asume que los cratones gondwánicos de Sudamérica, Amazonas y Río de la Plata, estaban unidos por un cinturón orogénico con el margen sudeste de Laurentia antes de la ruptura de Rodinia (ca. 1,0 Ga) (Figura IIIB3-8). Sin embargo, la posición y los movimientos relativos de los cratones de Amazonas, Río de la Plata, Congo y Kalahari, después del desmembramiento del supercontinente de Rodinia, es muy discutido según las reconstrucciones paleogeográficas que se revisan (Cordani *et al.*, 2003).

La apertura del océano Iapetus en el Neoproterozoico, entre los continentes de Laurentia y Sudamérica, dejó diferentes fragmentos de corteza en donde fueron desarrolladas cuencas vinculadas a etapas de rift y de posterior margen pasivo. En este contexto y para esta época se depositaron las rocas del Grupo Caucete y probablemente también las unidades cambro-ordovícicas de la Precordillera.

La información aportada por las edades de los circones detríticos en las unidades estudiadas, muestran que existen dos fuentes principales

mesoproterozoicas. La más importante, con edades cercanas a los 1360 Ma y la otra entre 1,0 y 1,25 Ga. También hay evidencias de un aporte desde rocas neoproterozoicas (ca. 550 – 750 Ma) aunque en menor proporción; esto ocurre básicamente para el Grupo Cauçete. En cambio, los circones detríticos analizados en las unidades silicoclásticas de la Precordillera sólo mostraron edades aproximadas a 1300-1600 Ma, estando ausentes las edades grenvillianas.



**Figura III B3-8.** Reconstrucción de Rodinia para los 1000 Ma aproximadamente, según Hoffman (1991).

**Basamento grenvilliano de Cuyania:** se compararon los resultados con los datos isotópicos que existen para el basamento de Cuyania; principalmente fueron tomadas en cuenta las edades modelo que aparecen en: a) el núcleo de basamento de la sierra de Pie de Palo; b) los xenolitos de edad grenvilliana de la Precordillera; c) los bloques de basamento del extremo norte del terreno de Cuyania, sierras de Umango, Maz y Espinal; d) el basamento que aflora en el Bloque de San Rafael agrupado en la Formación Cerro La Ventana; e) el sur del Bloque de Las Matras en el plutón

homónimo; y f) también fueron comparados con el basamento metamórfico de la Cordillera Frontal que aflora en el Cordón del Portillo.

a) Uno de los mayores problemas fue la escasez de edades modelo Sm/Nd que existen para el Complejo Pie de Palo, aunque hay algunos datos analizados en las unidades ígneas intercaladas, con edades del Neoproterozoico y del Ordovícico, que pueden servir como comparación. Las edades  $T_{DM}$  del basamento de Pie de Palo pertenecen a datos calculados sobre los plutones El Indio, de edad U/Pb SHRIMP  $481 \pm 6$  Ma y con un  $T_{DM}$  de **1480 Ma** y  $\epsilon Nd$  de  $-3,6$  (Pankhurst y Rapela, 1998) y Difunta Correa con una edad U/Pb SHRIMP de  $470 \pm 10$  Ma y edad modelo de **1410 Ma** y  $\epsilon Nd$  de  $-2,6$  (Baldo *et al.*, 2005). Por otro lado, en el Ortogneis Quebrada Derecha de edad U/Pb SHRIMP igual a  $774 \pm 6$  Ma las edades  $T_{DM}$  fueron de ca. **1060 y 990 Ma** y los  $\epsilon Nd$  de  $+4,2$  y  $+4,9$  (Baldo *et al.*, 2006). Una paraanfibolita intercalada en la Unidad Difunta Correa (Rapela *et al.*, 2005) presentó una edad modelo de **1250 Ma** aproximadamente, con un  $\epsilon Nd$  de  $+1,1$  (Figura IIIB3-9a).

b) Sobre diferentes tipos de xenolitos corticales grenvillianos de la Precordillera también fueron calculados diversas edades modelo Sm/Nd por Kay *et al.* (1996). En granulitas máficas los  $T_{DM}$  arrojaron edades de **1685, 1680 y 1560 Ma**, mientras que los  $\epsilon Nd$  varían entre  $+2,7$  y  $+2,0$ . En ortogneises ácidos los valores son de **960 y 792 Ma**, y los  $\epsilon Nd$   $+9,3$  y  $+6,9$ . Por último en anfibolitas máficas las edades  $T_{DM}$  fueron de **1470, 1380, 1370 y 1340 Ma** con  $\epsilon Nd$  entre  $+2,1$  y  $+3,5$  (Figura IIIB3-9a).

c) En el basamento aflorante en las sierras de Maz, Umango y Espinal en la provincia de La Rioja han sido calculados un mayor volumen de datos Sm/Nd por diversos autores. En los Complejos de Maz, Umango y El Taco se analizaron isótopos en diferentes tipos de rocas (Porcher *et al.*, 2004). En las sierras del Espinal y Maz aflora principalmente el Complejo de Maz; se calcularon edades modelo entre **2441 y 1215 Ma** y  $\epsilon Nd$  entre  $-23$  y  $-1$ , en metapelitas, metatonalitas, metagabros y anfibolitas. En el Complejo Umango, en la sierra homónima, las edades  $T_{DM}$  de anfibolitas y metavolcanitas varían entre **782 y 1340 Ma** y los  $\epsilon Nd$  entre  $-15$  y  $+3$ . Por último, en el Complejo El Taco, aflorante en la sierra de Maz, las edades calculadas sobre metapelitas, metagrauvas y una piroxenita arrojaron edades entre **1242 y 2378 Ma**, los  $\epsilon Nd$  varían entre  $-10$  y  $-5$ . Estos autores también analizaron una anfibolita intercalada en la Metamorfita Tambillo (Varela *et al.*, 2003) con una edad  $T_{DM}$  de **1106 Ma** y un  $\epsilon Nd$  de  $-1$  (Figura IIIB3-9a).

Casquet *et al.* (2005) estudiaron rocas comparables con el Complejo de Maz. Las edades modelo Sm/Nd entre 1,9 y 2,3 Ga encontradas son similares a las presentadas por Porcher *et al.* (2004). Los autores sugieren un origen desde una corteza continental antigua e interpretan a estas rocas como pertenecientes a un *suspect terrane* que comparan con el basamento de Arequipa-Antofalla.

Por su parte, Varela *et al.* (2003) analizaron rocas pertenecientes al Ortogneis Juchi, equivalente en parte al Complejo Umango, las edades  $T_{DM}$  presentadas fueron **1485, 1475 y 1447 Ma**, y los  $\epsilon Nd$  entre  $-12$  y  $-8$  (Figura IIIB3-9a).

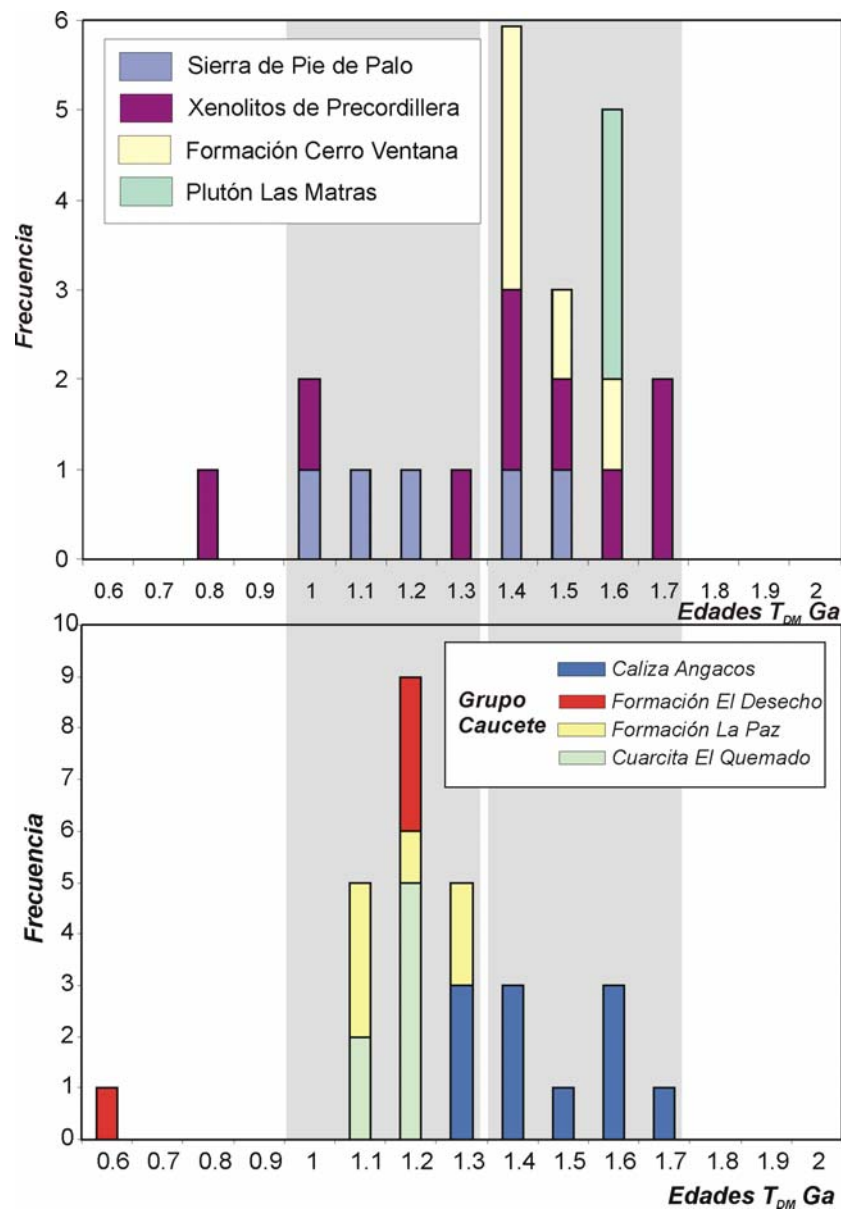
d) En el Bloque de San Rafael fueron calculadas varias edades  $T_{DM}$  pertenecientes a rocas de la Formación Cerro La Ventana. Varela *et al.* (2003) presentó dos edades de esta unidad, **1584 y 1480 Ma** y las comparó con las edades encontradas en el Ortogneis Juchi de la sierra de Umango. Caben destacar los valores calculados por Cingolani *et al.* (2005): **1557, 1517 y 1443 Ma** con  $\epsilon Nd$  de  $+1,3$ ;  $+1,8$  y  $+2,7$  respectivamente (Figura 9a).

e) Al sur, en el Bloque de Las Matras, Sato *et al.* (2000) estudiaron el cuerpo plutónico no deformado de Las Matras, lo definen como un cuerpo ígneo de características tonalítico-trondhjemítico con bajo contenido de aluminio. Calcularon una edad Rb/Sr de  $1212 \pm 47$  Ma y tres edades modelo Sm/Nd **1601, 1572 y 1551 Ma**, los  $\epsilon Nd$  varían entre  $+1,81$  y  $+1,67$  (Figura IIIB3-9a).

f) Por último resta mencionar los estudios preliminares realizados en el basamento metamórfico de la Cordillera Frontal por Basei *et al.* (1998). Estas rocas son asignadas al Grenville por la obtención de edades sobre circones (U/Pb  $1069 \pm 36$  Ma) separados del Gneis Las Yaretas (Ramos y Basei, 1997). Las edades modelo varían entre **1734 y 1427 Ma**, mientras que los  $\epsilon Nd$  entre  $-14$  y  $-8$ .

En la figura IIIB3-9 fueron graficados en forma de histograma de frecuencias las edades modelo encontradas en los sectores centro y sur de Cuyania (sierra de Pie de Palo, xenolitos de la Precordillera, Formación Cerro La Ventana y Plutón Las Matras). El intervalo de edades  $T_{DM}$  (ca. 1308-1054 Ma) encontrado en las unidades inferiores del Grupo Caucete: Cuarcita El Quemado, Formación La Paz y El Desecho, es comparable con los valores de las unidades neoproterozoicas: Ortogneis Quebrada Derecha y la para-anfibolita intercalada en la Unidad Difunta Correa, estudiadas por Baldo *et al.* (2005) y Rapela *et al.* (2005) respectivamente. También se encuentra

cierta coincidencia con las edades  $T_{DM}$  más jóvenes presentes en los xenolitos de ortogneis ácido de la Precordillera (Figura IIIB3-9).



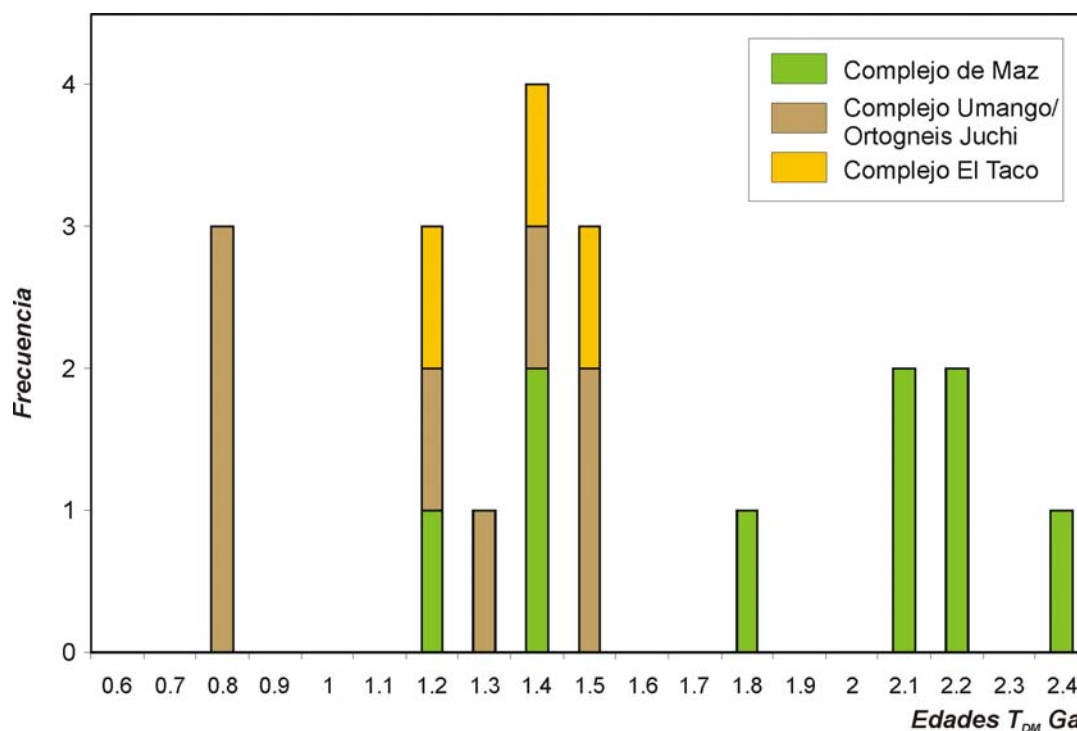
**Figura IIIB3-9.** Histograma de frecuencias con edades  $T_{DM}$ , a) afloramientos del basamento de del centro-sur de Cuyania (Baldo *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2005; Cingolani *et al.*, 2005; Sato *et al.*, 2000); b) unidades del Grupo Cauçete.

Este análisis evidencia un sector de basamento para Cuyania con edades modelo Sm/Nd relativamente jóvenes (ca. 1000-1300 Ma) y que por sus  $\epsilon Nd$  provendría de una fuente con características juveniles. Se encuentra coincidencia con las edades encontradas en las unidades basales del Grupo Cauçete.

En cambio, la mayor frecuencia de edades observadas en los plutones ordovícicos de la sierra de Pie de Palo (El Indio y Difunta Correa), en los xenolitos de la Precordillera de composición granulítica y anfibolítica, en la Formación Cerro

Ventana y en el Plutón de Las Matras, abarcan el intervalo de ca. 1700 y 1300 Ma. Estos datos son claramente comparables con las edades calculadas para la Caliza Angacos (1664–1285 Ma) (Figura IIIB3-9), con las unidades cámbricas de la Precordillera (1699–1249 Ma) y también con el cerro Salinas (1784–1181 Ma).

Las edades modelos Sm/Nd del basamento del sector norte de Cuyania aflorante principalmente en las sierras de Umango, Maz y El Espinal fueron graficadas en la Figura IIIB3-10. La primera distinción es la diferencia que presentan las edades  $T_{DM}$  del Complejo de Maz (ca. 2300–1800Ma) anómalas con respecto al resto. Esto sugiere una distinción importante en la evolución isotópica de estas rocas y es lo que lleva a interpretar una afinidad distinta al basamento de Cuyania y quizás más relacionado con el bloque de Arequipa-Antofalla (Casquet *et al.*, 2005).



**Figura IIIB3-10.** Histograma de frecuencias con las edades modelo Sm/Nd de los Complejos de Maz, El Taco, y Umango-Ortogneis Juchi (Porcher *et al.*, 2004; Varela *et al.*, 2003).

Por otro lado, las edades  $T_{DM}$  del Complejo Umango/Ortogneis Juchi y del Complejo El Taco son comparables tanto con los valores más jóvenes presentes en las unidades basales del Grupo Caucete, como con las edades más antiguas comunes del basamento del centro-sur de Cuyania y coincidentes con los valores encontrados en la Caliza Angacos y en la unidades cámbricas de la Precordillera (Figura IIIB3-10).

**Margen pampeano de Gondwana:** la evolución tectónica del margen occidental paleoproterozoico del cratón del Río de la Plata comienza con la colisión del terreno Córdoba (Ramos, 1995) a través de la cizalla transbrasileña (Leal *et al.*, 2003) (Figura I-1, Capítulo I). Durante el Neoproterozoico se inicia un período de subducción que genera un arco magmático, preservado en la sierra Norte de Córdoba, y que culmina con un orógeno colisional (Ramos, 1988) y el cierre del océano de Brasilides producto del choque del terreno Pampia contra el terreno Córdoba (Leal *et al.*, 2003).

Estos últimos autores recopilaron las edades modelo Sm/Nd existentes hasta ese momento y determinaron que al este de la zona de esta cizalla las edades modelo preponderantes están comprendidas entre 2600 y 2000 Ma. Estas corresponden al cratón del Río de la Plata y son consistentes con las edades del bloque Luis Alves y del cinturón Don Feliciano (Cordani y Sato, 2000). Por otro lado, diferenciaron el basamento al oeste de la mencionada cizalla (terrenos Córdoba y Pampia) por presentar edades modelo más jóvenes y del orden de los 1800 a 1500 Ma.

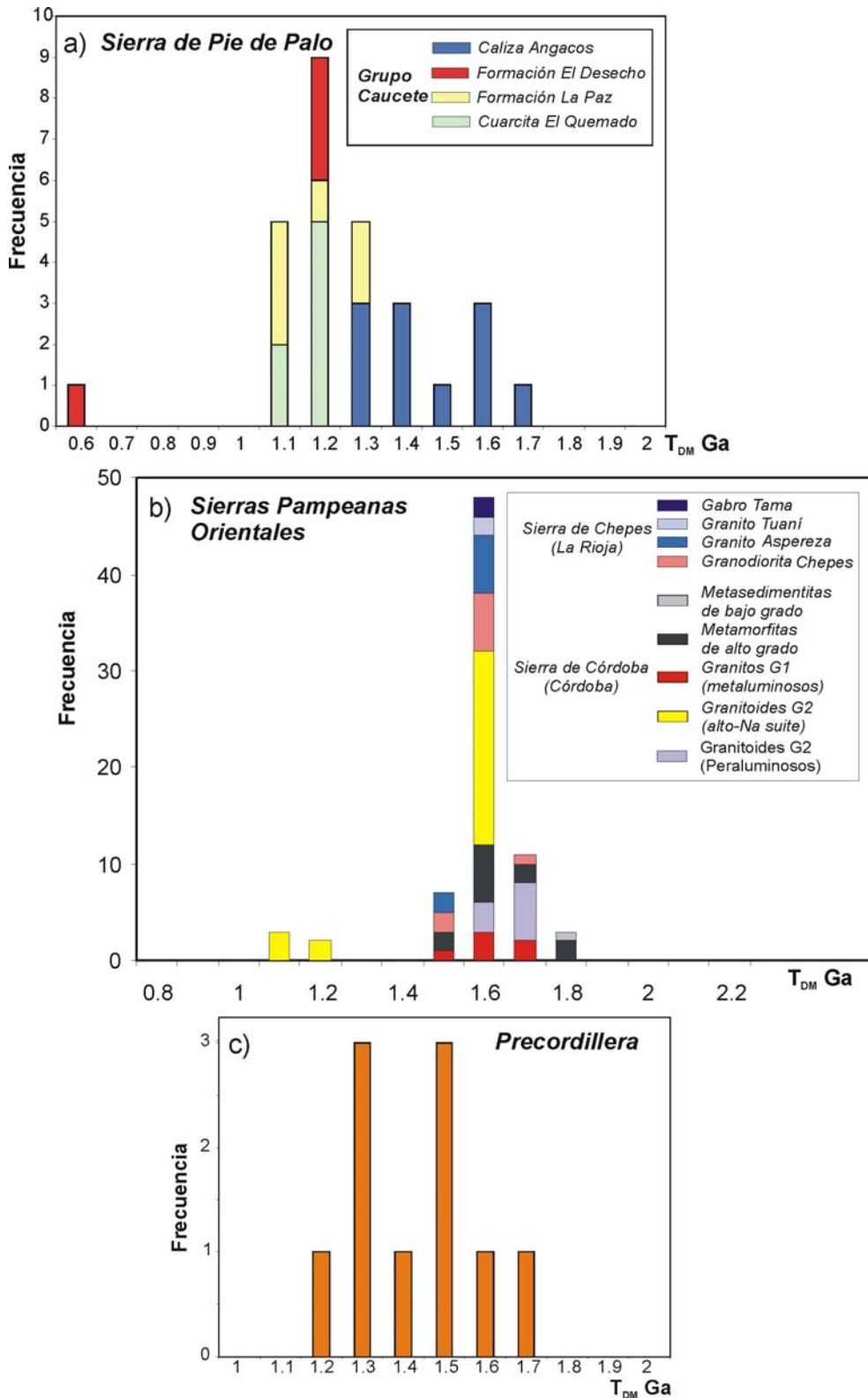
Para el Ordovícico queda conformado el arco magmático famatiniano que se emplaza sobre el basamento del terreno Pampia (Ramos, 1988); esta etapa culmina hacia el Ordovícico medio y tardío con la orogenia famatiniana producida por la colisión de Cuyania (Ramos *et al.*, 1998). Fueron presentados varios datos de edades modelo  $T_{DM}$  calculadas en granitoides ordovícicos, aflorantes principalmente en la sierra de Chepes (Pankhurst *et al.*, 1998). Estos valores fueron comparados con los obtenidos en las unidades estudiadas (Figura IIIB3-11).

Las edades modelo calculadas para el Grupo Caucete y la Precordillera son claramente diferentes a las presentes en el sector del cratón del Río de la Plata, del bloque Luis Alves y del cinturón Don Feliciano. La distinción principal radica en que las edades encontradas son mucho más jóvenes y presentan una componente juvenil.

Sin embargo, si comparamos los datos obtenidos con las edades modelo Sm/Nd de las Sierras Pampeanas, principalmente con las rocas metamórficas e ígneas del Neoproterozoico-Cámbrico analizadas por Rapela *et al.* (1998) y con las rocas magmáticas del ciclo famatiniano (Pankhurst *et al.*, 1998), se observa una concordancia en las edades modelo. Se destaca un grupo importante de muestras pertenecientes a la Caliza Angacos que coinciden con la frecuencia máxima de 1,6 Ga de las Sierras Pampeanas. Ocurre algo similar con las muestras de la Precordillera pero el pico máximo se sitúa a los 1,5 Ga (Figura IIIB3-11).

En la Figura IIIB3-11a, se distingue que el conjunto de edades modelo (ca. 1200 Ma) encontradas en las unidades basales del Grupo Caucete (Cuarcita El Quemado, Formaciones La Paz y El Desecho) y en parte de las muestras de la Precordillera (Figura IIIB3-11c), no se corresponden con las edades modelo de las

Sierras Pampeanas Orientales, caracterizadas por valores más antiguos, entre los 1800 y los 1500 Ma (Figura IIB3-11b).



**Figura IIB3-11.** Histograma con las edades modelo del Grupo Caucete y de Precordillera calculadas con el modelo de DePaolo (1981). Son comparadas con datos de las Sierras Pampeanas Orientales (Rapela *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 1998).

Por otro lado, cabe consignar los datos sobre las rocas analizadas en el Noroeste argentino por Zimmermann y Bahlburg (2003). Estos autores estudiaron principalmente rocas del Ordovícico pertenecientes a las Formaciones Tolar Chico, Tolillar, Diablo, Coquena y Falda Ciénaga. Las edades modelo Sm/Nd encontradas abarcan edades desde 2000 hasta 1300 Ma claramente comparables con los valores característicos del cratón del Amazonas, y como veremos más adelante específicamente con las provincias geocronológicas de Rondonia y de Sunsás.

Como primera conclusión se desprende que las muestras de la Caliza Angacos y de la Precordillera tienen una componente en la roca fuentes con edades modelo del Paleoproterozoico (ca. 1,6 Ga) y que es equivalente a las edades modelo que aparecen en el basamento de las Sierras Pampeanas Orientales (Sierras de Córdoba y Chepes). Sin embargo, el pico dominante de edades  $T_{DM}$  (ca. 1200 Ma) no puede ser explicado desde fuentes relacionadas al basamento de Pampia; pero si encuentra concordancia con las edades modelo presentes en el basamento de Cuyania, principalmente en el Complejo Pie de Palo y en los xenolitos de la Precordillera.

### **Otros sectores del Gondwana con basamento del Mesoproterozoico y posible conexión con Cuyania**

**Cratón del Amazonas:** el cratón del Amazonas se compone por las provincias geocronológicas de Maroni-Itacaiunas (2,25 - 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (2,0-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Rondonia-San Ignacio (1,55-1,30 Ga) y Sunsás (1,3-1,0 Ga) (Tassinari *et al.*, 2000; y otros allí mencionados).

La provincia mesoproterozoica de Sunsás es el componente más joven dentro del cratón del Amazonas (Santos *et al.*, 2000); está localizada en el sector sudoeste y es correlacionada directamente con la provincia Grenville de Laurentia (Tohver *et al.*, 2002; y referencias allí mencionadas). En el cinturón del Sunsás se reconocen principalmente cuatro orogenias diferentes que abarcan un intervalo de tiempo desde los 1450 hasta 1000 Ma. Son denominadas: Santa Helena, Alto Candeias, San Javier, y Sunsás (Nova Brasilandia) (Santos *et al.*, 2002).

La orogenia Santa Helena es considerada el primer evento del ciclo y se caracteriza por sus edades aproximadas a 1450 Ma; es correlacionada con Pinwarian del orógeno Grenville y también con la provincia Granítico-Riolítica de Laurentia (Santos *et al.*, 2002). Las edades  $T_{DM}$  Sm/Nd se aproximan a 1600 Ma (Geraldés *et al.*, 2001).

Alto Candeias está definido por una orogenia de tipo colisional producida entre 1370 y 1320 Ma, y las edades modelo encontradas van desde 2000 a 1800 Ma aproximadamente (Santos *et al.*, 2004 y 2006).

La tercera orogenia está comprendida entre la anterior y la orogenia principal del Sunsás. Las edades en este evento abarcan desde los 1290 a los 1230 Ma, un ejemplo es el granito San Javier de edad  $1257 \pm 7$  Ma y con una edad modelo Sm/Nd de ca. 1682 Ma (Santos *et al.*, 2006).

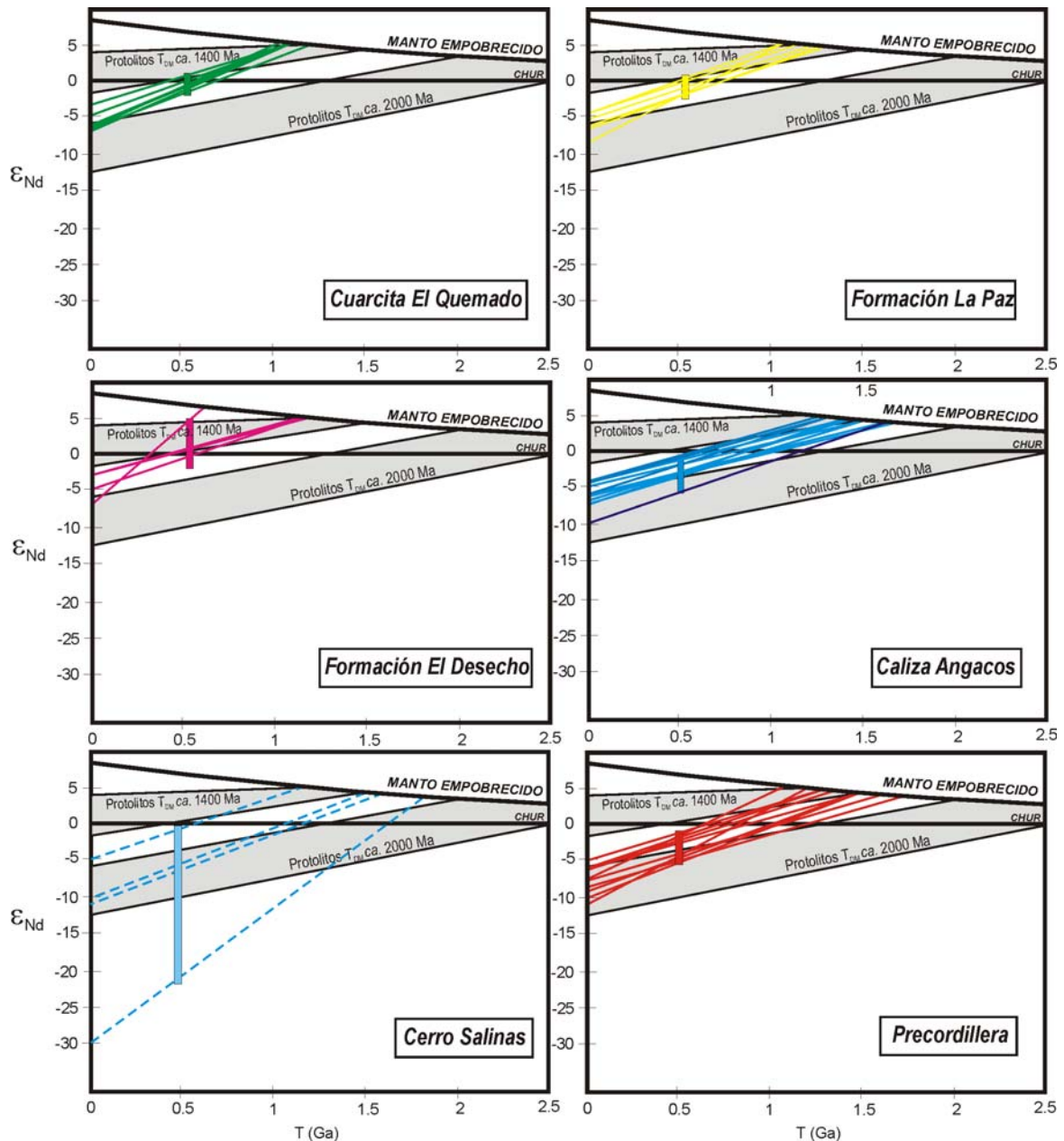
La última orogenia definida es la denominada Sunsás que comprende edades entre 1190 y 1128 Ma; es equivalente en edad a la orogenia Elzeviriana de Laurentia (Santos *et al.*, 2006). Las edades Sm/Nd  $T_{DM}$  se ubican mayormente entre 2000 y 1500 Ma aunque se encuentran subordinadas algunas edades mas jóvenes (ca. 1200 Ma) vinculadas a una corteza juvenil (Tassinari *et al.*, 2000).

Como se puede observar del análisis realizado la evolución de los isótopos del Nd para las rocas integrantes del cinturón del Sunsás comprenden edades principalmente entre los 2000 y 1500 Ma. Aunque debe destacarse que existen sectores importantes dentro de esta provincia geocronológica con edades modelo ca. 1,5-1,6 Ga, como el batolito de Santa Helena y las que serian equivalentes en edad a los valores encontrados en el Grupo Cauçete y en Precordillera. En las unidades estudiadas es marcada la ausencia de edades  $T_{DM}$  más antiguas que 1800 Ma, esta diferencia es una de las razones para desestimar una posible procedencia sedimentaria desde áreas amazónicas, y principalmente desde el cinturón del Sunsás. Además la componente principal encontrada en las unidades sedimentarias y metasedimentarias del sector de Cuyania estudiado es de 1200 Ma, valores de edades  $T_{DM}$  de esta magnitud no son típicos del cratón del Amazonas.

**SUDAFRAN:** Es importante destacar este sector, porque autores como Aceñolaza *et al.* (2002) y Finney *et al.* (2005) proponen que el terreno Precordillera-Cuyania provendría y se habría originado en una zona ubicada entre Sudamérica, Sudáfrica y el este de Antártida a la cual denominan SUDAFRAN.

En esta área aparecen: el cratón del Kalahari donde se reconoce el cinturón grenvilliano Natal-Namaqua, que se continúa en el sector Antártico Oriental con el cinturón Dronning Maud Land (Figura IIIB3-8). Las evidencias isotópicas de estos cinturones orogénicos sugieren que fueron formados a partir de una corteza juvenil y relacionada a un arco mesoproterozoico con edades  $T_{DM}$  ca. 1,4–1,2 Ga (Wareham *et al.*, 1998). A este cinturón se agrega el basamento de las Islas Malvinas agrupado en el Complejo Cabo Belgrano (Cingolani y Varela 1976; Thomas *et al.*, 2000).

Se compararon todas las edades modelos analizadas con los datos recopilados por Thomas *et al.* (2000) para las rocas grenvillianas de este sector. Las edades modelo Sm/Nd utilizadas son las calculadas por el modelo de DePaolo (1981), para facilitar las comparaciones con los gráficos  $\epsilon_{Nd}$  -  $T_{DM}$  del trabajo antes mencionado (Figura IIIB3-12).



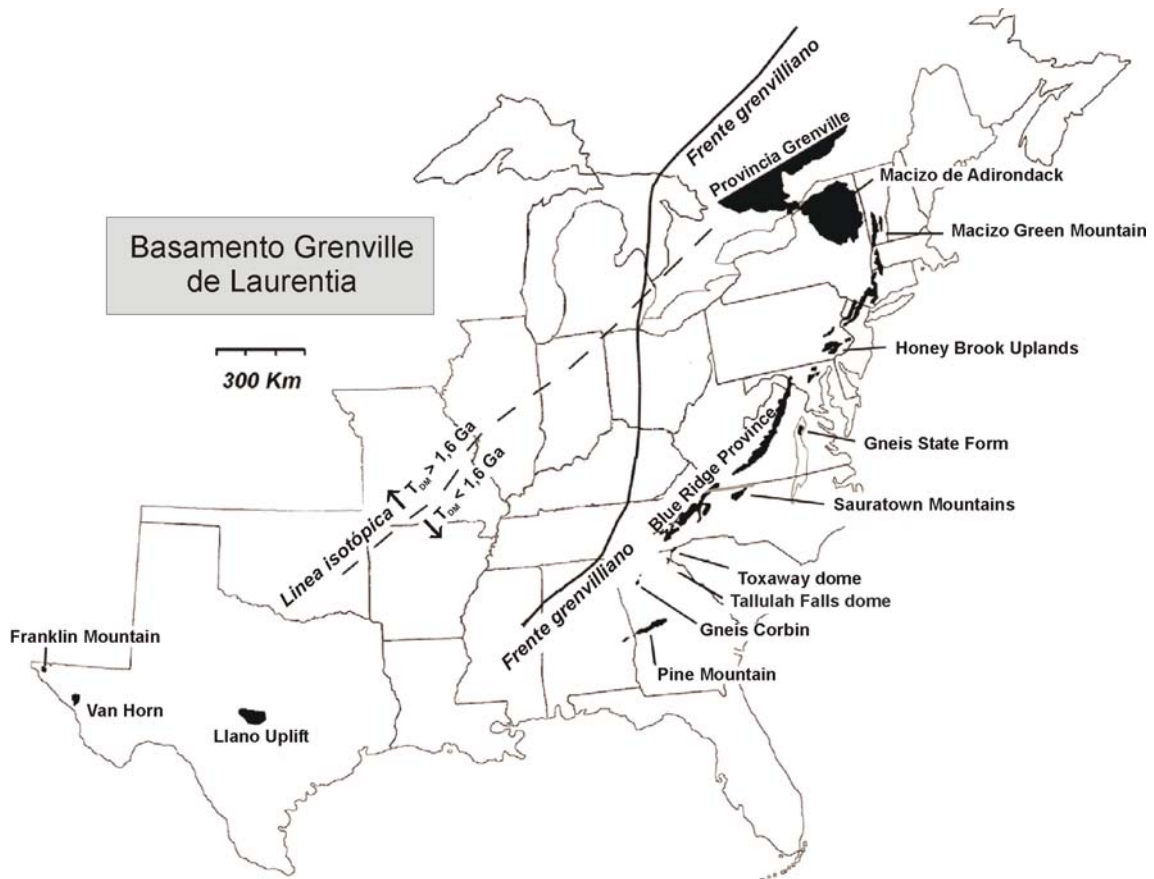
**Figura IIIB3-12.** Gráficos  $\epsilon_{Nd}$  versus tiempo de las unidades del Grupo Caucete(a, b, c, d), del cerro Salinas(e), y de la Precordillera (f). Se comparan con los datos de Thomas *et al.* (2000) para el basamento de las Islas Malvinas, del cinturón Natal-Namaqua del cratón de Kalahari, y la provincia Dronning Maud Land de la Antártida.

Como se puede observar en la Figura IIIB3-12 los dos protolitos definidos del sector sur del cratón del Kalahari, de Antártida Oriental y de las Islas Malvinas, no son

compatibles con las edades modelo calculadas tanto para el Grupo Caucete (Figuras IIB3-12a, b, c y d), para el cerro Salinas (Figura IIB3-12e) como para la Precordillera (Figura IIB3-12f). Existe un pequeño solapamiento entre los datos aproximados a 1,4 Ga para el cinturón grenvilliano, pero los valores de los  $\epsilon\text{Nd}$  son muy distintos. Esto está vinculado al origen del basamento del sector de SUDAFRAN a partir de una corteza mucho más juvenil reflejado en los  $\epsilon\text{Nd}$  positivos. Otra diferencia importante son las edades modelo cercanas a 2000 Ma que aparecen en este basamento. Se descartaron como posible fuente porque en ninguna muestra se observó evidencias de edades  $T_{\text{DM}}$  tan antiguas.

### **Basamento grenvilliano de Laurentia**

Como fuera mencionado más arriba el ensamble de Rodinia produjo un importante orógeno denominado Grenville en Laurentia al final del Mesoproterozoico. Uno de los cinturones grenvillianos más importantes está preservado en el margen este y sudeste de Laurentia, abarcando desde la zona de Labrador hasta Texas en América del Norte (Figura IIB3-13).



**Figura IIB3-13.** Mapa de ubicación de los afloramientos más significativos del cinturón grenvilliano del margen oriental y sur de Laurentia (modificado de Carrigan *et al.*, 2003).

La orogenia grenvilliana en Laurentia está subdividida en dos ciclos tectono-magmáticos principales. El más antiguo se denomina Elzeviriano (ca. 1360 - 1225 Ma) y se reconoce porque está compuesto por material juvenil, los magmas son tonalíticos y de características calco-alcalinas, productos de la colisión de arcos de islas (McLelland *et al.*, 1996). El segundo ciclo es llamado Ottawaniano (ca. 1080 – 1030 Ma) y registra un magmatismo predominantemente félsico caracterizado por una orogenia de tipo colisión continente-continente (McLelland *et al.*, 2001).

Los afloramientos más importantes de la provincia Grenville lauréntica abarcan el sudeste de Canadá; los macizos de Adirondacks y las *Green Mountains* en el nordeste de Estados Unidos. Forma parte del basamento de los Apalaches, principalmente en el centro este aflora en la provincia *Blue Ridge*, y en el sudeste en el *Llano Uplift* del centro de Texas (Figura IIIB3-13).

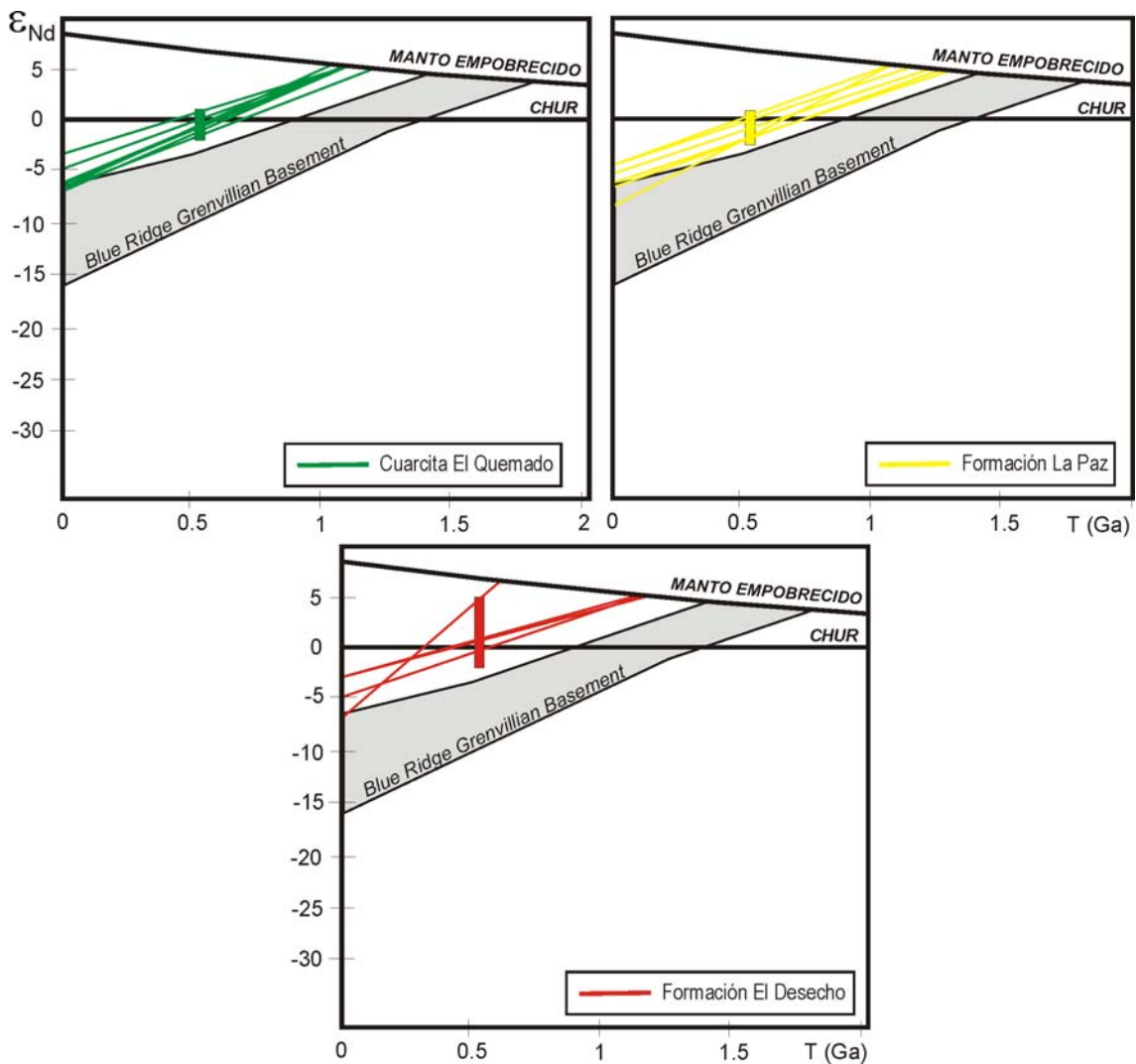
El cinturón Grenville expuesto en Canadá se caracteriza por presentar edades modelo Sm/Nd entre 1,4-1,5 Ga y con  $\epsilon_{Nd}$  positivos indicando una corteza juvenil. Sin embargo, en sectores se destaca una componente paleoproterozoica-arqueana, originada por el retrabajo de corteza perteneciente a la Provincia Superior, ubicada inmediatamente al oeste. En los macizos de Adirondacks y *Green Mountains* las edades modelo decrecen y abarcan un intervalo entre 1,4 y 1,3 Ga. A su vez la componente juvenil se hace más marcada. Hacia el sur la generación de material juvenil también se ve reflejada en la provincia Granítico-Riolítica y en el basamento expuesto en el *Llano Uplift* con edades modelo entre 1,4 y 1,3 Ga (Tohver *et al.*, 2004; y otros allí mencionados).

Cabe destacar, que si comparamos los isótopos del Nd analizados en el cinturón grenvilliano de Laurentia con los del sudoeste del cratón del Amazonas se revelan dos historias diferentes. En el cratón del Amazonas las edades modelo recopiladas están comprendidas generalmente entre los 1,5 y 2,3 Ga (Santos *et al.*, 2000) y los materiales son corticales retrabajados, evidenciado por los valores menores a 0 de los  $\epsilon_{Nd}$  (Tohver *et al.*, 2004), mientras que, en las rocas que componen el basamento grenvilliano de Laurentia las edades modelo no superan los 1,6 Ga y están compuestas principalmente por una corteza juvenil.

**Provincia Blue Ridge:** El sector oeste de la provincia *Blue Ridge* (Figura IIIB3-13) se caracteriza por: un basamento de edad grenvilliano (1,0 – 1,25 Ga) basado en diversas dataciones Rb/Sr (isocrona) en roca total y por varias metodologías U/Pb (Corrigan *et al.*, 2003; y otros allí mencionados), y una cubierta metasedimentaria de edad neoproterozoica; este conjunto de rocas es interpretado como parte del margen de Laurentia a partir de la orogenia grenvilliana y es el basamento del orógeno

apalachiano. Las edades modelo Sm/Nd presentadas se encuentran entre 1,2 hasta 2,1 Ga pero con una mayor frecuencia entre 1,5 y 1,7 Ga, y los  $\epsilon_{Nd}$  varían entre  $-7$  y  $+1$  (Corrigan *et al.*, 2003). La presencia de estos valores de edades  $T_{DM}$ , comparables con los que aparecen en el cratón del Amazonas, más los isótopos de Pb y de Nd permitieron a Tohver *et al.* (2004) interpretar una cierta similitud entre el basamento de la zona de *Blue Ridge* y *Mars Hill* con el sudoeste del cratón del Amazonas. Estos autores proponen una colisión entre Amazonas y Laurentia después de los 1,15 Ga, por la influencia de intrusivos caracterizados por material juvenil típico de Laurentia.

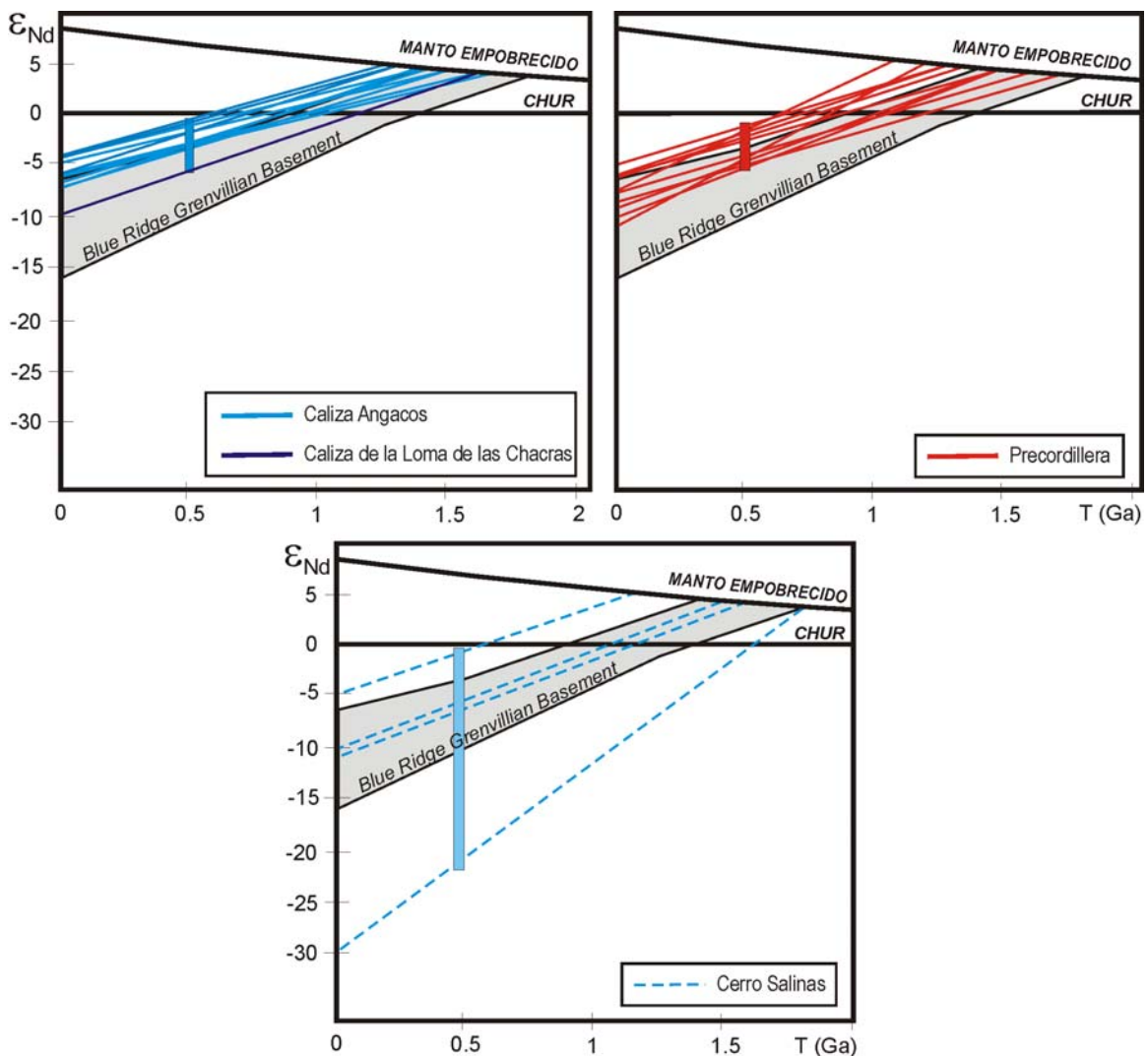
Los valores de  $\epsilon_{Nd}$  y las edades Sm/Nd modelo encontradas para la Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho no se corresponden con el basamento grenvilliano aflorante en la provincia *Blue Ridge* (Figura IIB3-14).



**Figura IIB3-14.** Valores  $\epsilon_{Nd}$  versus tiempo, Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho (Grupo Cauçete). Son comparadas con los datos del basamento grenvilliano aflorante en el oeste de la provincia *Blue Ridge* (modificado de Corrigan *et al.*, 2003).

Los isótopos analizados en estas unidades arrojan una procedencia desde una fuente más juvenil evidenciada por los  $\epsilon_{Nd}$  más elevados y las edades modelo más jóvenes (Figura IIIB3-14). Soportan en parte la idea que propusieron Tohver *et al.* (2004) sobre el basamento grenvilliano de las *Blue Ridge* con características isotópicas más semejantes a las que aparecen en el cratón del Amazonas.

Por otro lado, sólo una parte de las muestras analizadas de la Caliza Angacos y de la Precordillera demuestran concordancia con los datos del basamento de la provincia *Blue Ridge*. Aunque se advierte una pequeña componente juvenil con valores de  $\epsilon_{Nd}$  más elevados y edades modelo más jóvenes (Figura IIIB3-15).



**Figura IIIB3-15.** Gráficos de  $\epsilon_{Nd}$  versus tiempo, muestras de la Caliza Angacos, de la Precordillera y del cerro Salinas. Son comparadas con el basamento grenvilliano aflorante en el oeste de la provincia *Blue Rige* (modificado de Corrigan *et al.*, 2003).

**Llano Uplift:** en el centro de Texas el basamento está caracterizado por afloramientos aislados de rocas meta-ígneas y metasedimentarias de edad

grenvilliana. Se caracterizan además por estar polideformadas e intruidas por granitos sin y post-orogénicos. Las exposiciones más importantes están en el *Llano Uplift*, en *Van Horn* y en las *Franklin Mountains* (Figura IIIB3-13). Roback (1996) asignó a las rocas metamórficas de este sector un protolito ígneo y edades entre 1326 y 1232 Ma.

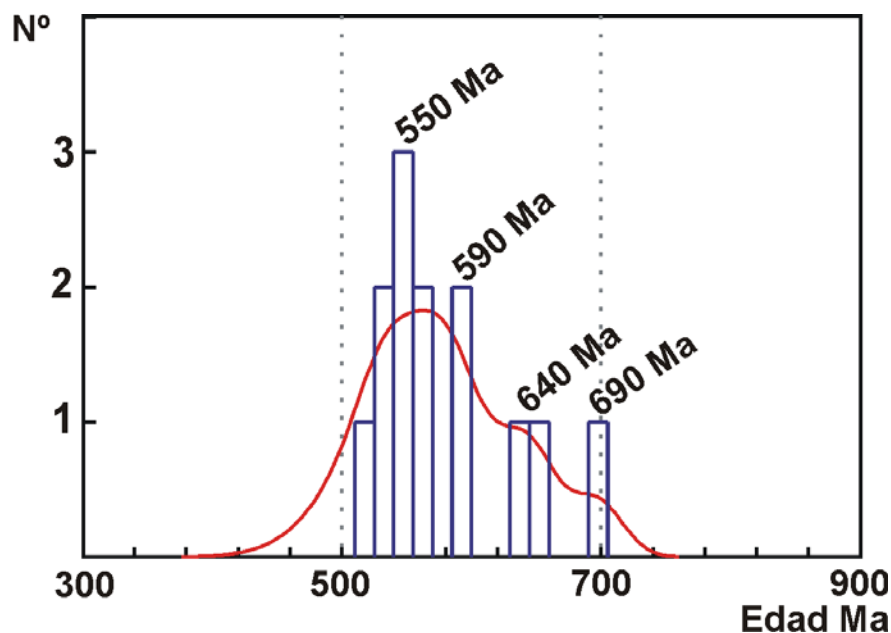
Las rocas metasedimentarias presentan intercalaciones de metavolcanitas félsicas, con una edad ca. 1250 Ma (Roback ,1996). Los plutones graníticos post-orogénicos intrusivos en las metamorfitas tienen edades entre 1119 y 1070 Ma. En este sector vuelve a aparecer un basamento con edades modelo  $T_{DM}$  en un rango de aproximadamente 1,3 y 1,4 Ga y con valores de los epsilon Nd positivos evidenciando una fuente mantélica juvenil.

#### IV.- SOBRE LA EDAD DEL GRUPO CAUCETE Y SU RELACIÓN CON LAS UNIDADES CIRCUNDANTES

##### 1.- Edad máxima de depositación (Cuarcita El Quemado-Formación El Desecho)

El significado de la edad máxima de depositación de una roca sedimentaria obtenida a través de circones detríticos es discutido por Andersen (2005). Este autor cuestiona este parámetro y recomienda usarlo solamente si el grupo de circones es largamente representativo, y si se tiene un conocimiento acabado de la geología y de las potenciales áreas fuente de la región estudiada.

En la Cuarcita El Quemado (muestra QLPcz2) el circón mas joven encontrado tiene una edad  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  de  $492 \pm 15$  Ma, además de no ser representativo es problemático porque su edad es muy cercana al intervalo de cuando se produce el clímax de la orogenia famatiniana (480-450 Ma), una de las más importantes de esta región e interpretada como producto de la colisión de Cuyania. Edades similares a estas fueron obtenidas en la sierra de Pie de Palo en diferentes tipos litológicos por Ramos *et al.* (1998), Casquet *et al.* (2001), Vujovich *et al.* (2004). Por consiguiente, a nuestro juicio el grupo con edades ca. 550 Ma con aproximadamente el 10% del total de 99 dataciones es probablemente el que se acerque mejor a la edad máxima de depositación de la Cuarcita El Quemado (Figura IV-1).



**Figura IV-1.** Histograma de frecuencia con las edades Pb/Pb de ca. 550 Ma obtenidas para la muestra QLPcz2 correspondiente a la Cuarcita El Quemado.

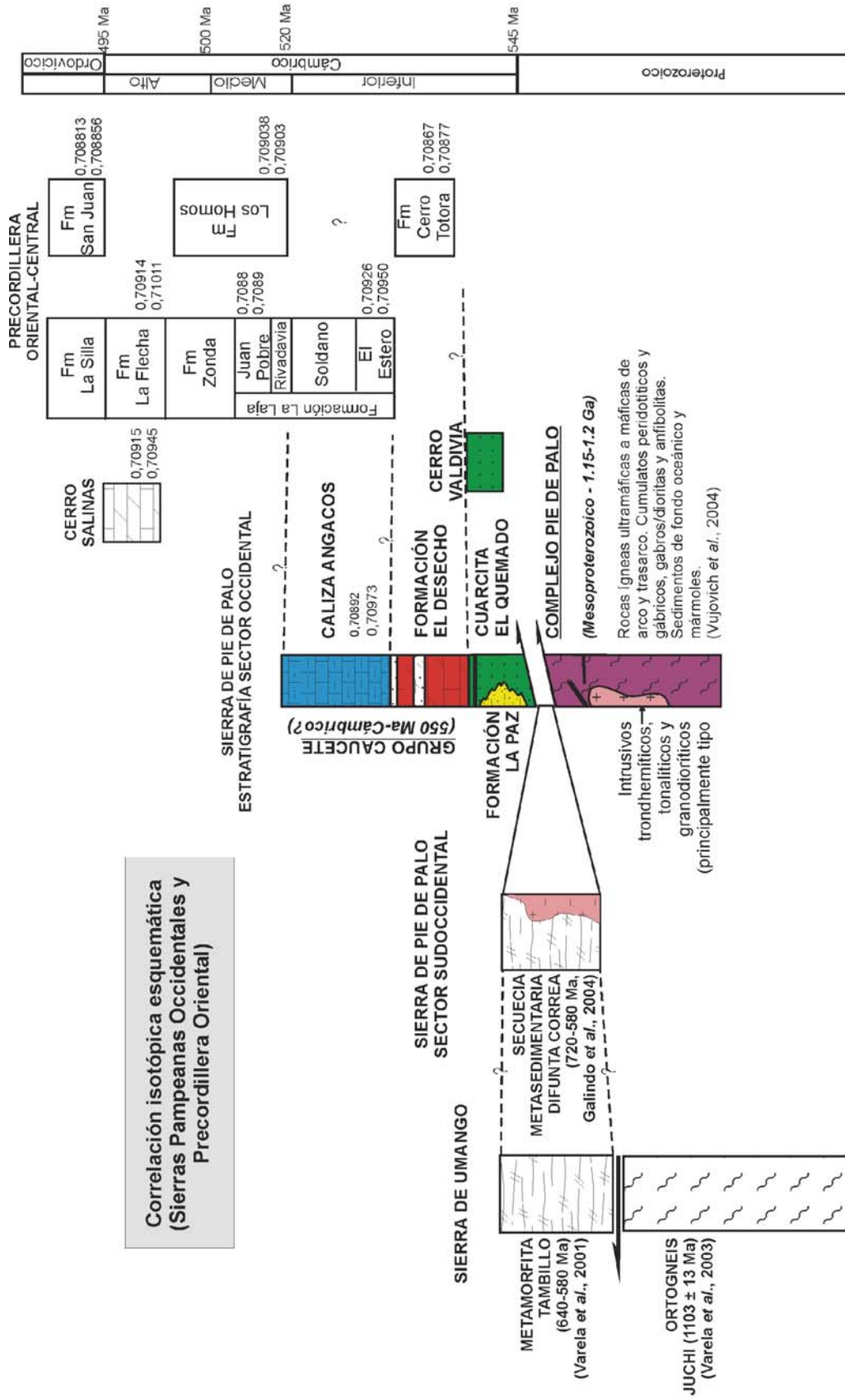
Cabe destacarse que esta población también fue observada en la Formación El Desecho (muestra M8), donde los circones analizados con edades de ca. 550 Ma representaron el 3% del total, si bien estos no son representativos estadísticamente, son claramente comparables con los obtenidos en la Cuarcita El Quemado.

## 2.- Edad de la Caliza Angacos (isótopos del Sr)

Como se discutió en el capítulo IIID sobre isótopos estables y Sr natural se obtuvo una edad para los carbonatos de la Caliza Angacos que está de acuerdo para la curva de variación secular aportada por Montañés *et al.* (2000) para el Cámbrico inferior alto y parte del Cámbrico medio (ca. 510 - 503 Ma). Además, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  son coherentes con esta edad (Figura IIID-6). Las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y de  $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$  medidas en las muestras de calizas del Miembro Juan Pobre (Formación La Laja) se ubicaron en concordancia con su contenido fosilífero (Biozona de *Glossopleura*) en el Cámbrico medio, con una edad algo más joven que la Caliza Angacos (Figura IIID-6).

Por otro lado, los carbonatos analizados en el cerro Salinas presentaron relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más elevadas en comparación con la Caliza Angacos y en concordancia con el lapso de la curva (Montañés *et al.*, 2000) correspondiente Cámbrico medio alto y Cámbrico tardío (ca. 501 - 498 Ma) (Figura IIID-6).

A modo de resumen se presenta un gráfico esquemático de correlación isotópica con varias de las unidades calcáreas estudiadas en este trabajo y por diferentes autores en las Sierras Pampeanas Occidentales y en la Precordillera (Figura IV-2).



**Figura IV-2.** Correlación esquemática entre las unidades del basamento de la sierra de Pie de Palo, de la sierra de Umango, cerros Salinas y Valdivia (Sierras Pampeanas Occidentales) y su comparación con las unidades cambro-ordovícicas de la Precordillera Oriental. Datos: Formación Cerro Totorá, Thomas et al. (2001); Formación La Laja, Sial et al. (2001); Formación La Flecha, Sial et al. (2003), Formaciones Los Hornos y San Juan, Galindo et al. (2004).

## V.- ÁREAS DE PROCEDENCIA Y AMBIENTE

En este capítulo se discutirán los probables modelos de procedencia y ambiente sedimentario para cada unidad estudiada. Su determinación estará basada teniendo en cuenta principalmente los datos de campo, petrográficos y estudios de los minerales pesados (capítulos IIIA y B). Estos datos se relacionarán con los resultados de la interpretación geoquímica (capítulo IIIC) y del análisis de los circones detríticos, separados y agrupados según su procedencia sobre la base de las imágenes de catodoluminiscencia y dataciones U/Pb (capítulo IIID2). Por último, se compararán las edades modelo Sm/Nd obtenidas (capítulo IIID3) con las posibles rocas fuente mesoproterozoicas y neoproterozoicas, evidenciadas a través de las edades U/Pb obtenidas sobre los circones estudiados.

### 1.- Procedencia: Estudios de campo, petrográficos y análisis de minerales pesados

La **Cuarcita El Quemado** fue separada en dos unidades diferenciables principalmente en el campo y por su composición mineralógica, a las que se denominaron de manera informal como: Unidad Verde y Unidad Amarilla. La primera se caracteriza por derivar de areniscas cuarzo-micáceas, mientras que la segunda de areniscas cuarzo-feldespáticas; una tercer variedad de areniscas ha sido reconocida, la que se caracteriza por su color oscuro debido a la abundancia de minerales opacos finamente diseminados (cuarcitas negras) (Figura V-1). En los dos tipos litológicos principales, si bien el contenido de cuarzo es elevado, los contenidos de filosilicatos y feldespatos permitieron inferir que las sedimentitas de la cual provienen no fueron altamente maduras.

Por otro lado, la asociación de minerales pesados, principalmente rutilo y circón, sugiere un área de procedencia con predominios de rocas ígneas y metamórficas de medio a alto grado.

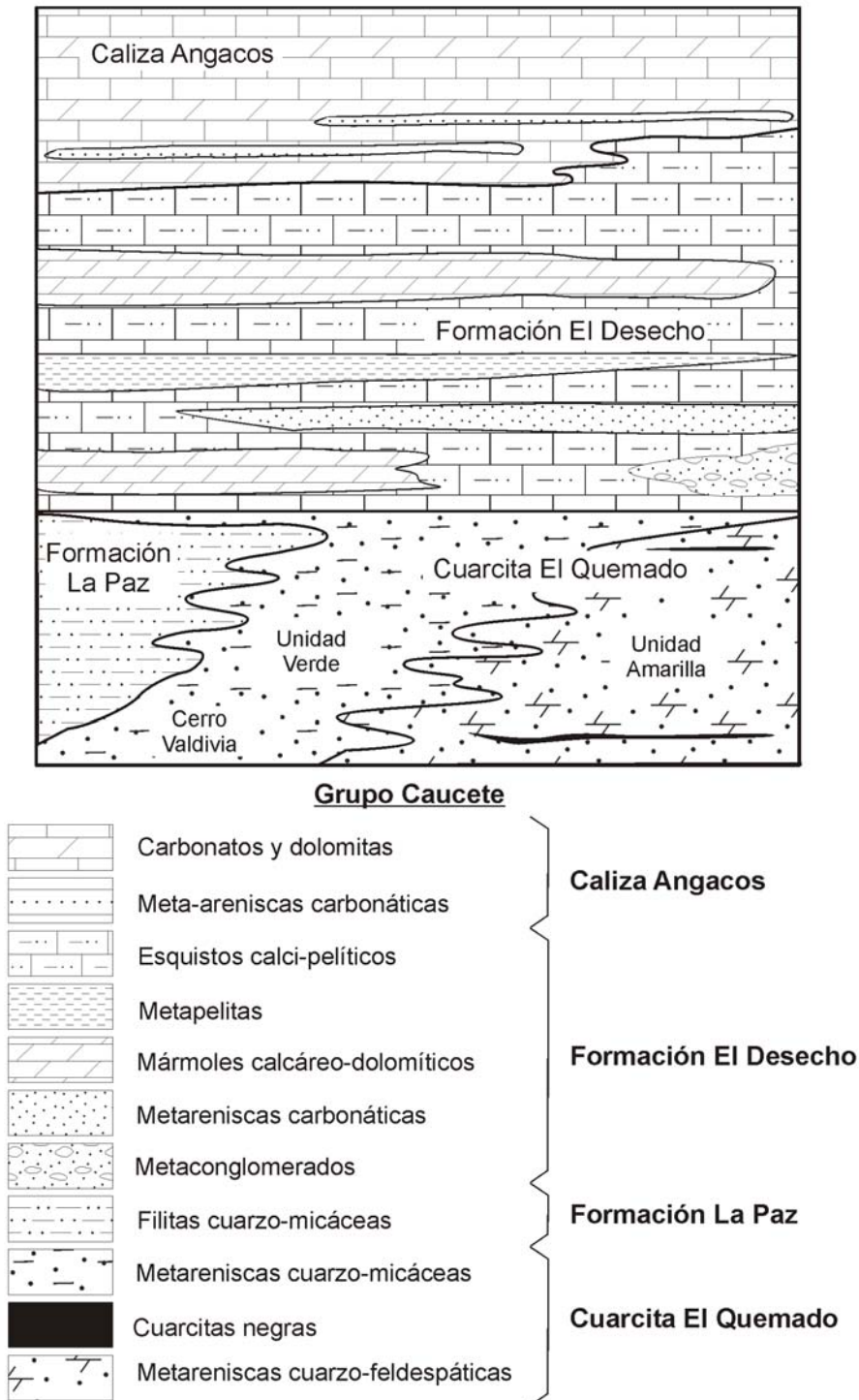
Los análisis de poblaciones de circones detríticos también indican aportes desde diferentes fuentes, siendo la más importante una área fuente con rocas ígneas plutónicas, aunque también se diferenciaron circones de origen volcánico sugiriendo la participación en el área fuente de rocas de este tipo. Subordinados aparecen circones redondeados probablemente derivados de rocas de basamento (metasedimentario), con más de un ciclo sedimentario.

La **Formación La Paz** se diferenció de la Cuarcita El Quemado principalmente por su mineralogía, mucho más rica en filosilicatos; el protolito del que derivan se interpretó como sedimentitas de composición pelítica, las que intercalan con areniscas finas a muy finas (Figura V-1). Estos metasedimentos fueron asignados como provenientes de areniscas volcaniclásticas por Van Staal *et al.* (2002) y Vujovich (2003). Los circones hallados sugieren una procedencia desde rocas ígneas plutónicas a los que se suman circones de origen volcánico. Otro grupo de circones indican, por sus formas muy redondeadas, la presencia de una fuente con rocas de un basamento antiguo.

Por otro lado, la **Formación El Desecho** se caracteriza por su gran variedad litológica. Se compone principalmente por mármoles calcáreo-dolomíticos, esquistos calco-silicáticos, metapelitas carbonáticas, metareniscas calcáreas y cuarcitas; también fueron hallados niveles de metaconglomerados con clastos gruesos de composición granítica. La variedad de las rocas definidas permiten inferir que el protolito sedimentario fue heterogéneo; compuesto por una secuencia de rocas calcáreo-dolomíticas que intercalaban niveles más finos, compuestos por pelitas y calcipelitas, además de niveles areniscosos y en forma subordinada conglomerados gruesos (Figura V-1). Este análisis está de acuerdo con lo presentado por van Staal *et al.* (2002) y Vujovich (2003), quienes compararon a esta unidad con la Formación Cerro Totorá (Asitini y Vaccari, 1996) de la Precordillera, compuesta por sedimentos de sinrift, caracterizados por niveles evaporíticos, pelíticos, calcáreos y areniscosos. El análisis de minerales pesados que se realizó sobre metareniscas carbonáticas indicó un área de aporte con rocas ígneas y rocas metamórficas de medio grado.

Como se observó anteriormente, la secuencia carbonática de la **Caliza Angacos** es mucho más homogénea y probablemente derive de una sucesión de calizas y margas (Ramos y Vujovich, 2000) (Figura V-1). En este trabajo se describieron las primeras ritmitas encontradas en esta unidad, además de finos niveles de areniscas carbonáticas intercaladas en los carbonatos, sugiriendo un aporte de material silicoclástico a la cuenca. En estos niveles fue donde se analizaron las poblaciones de circones, las que mostraron que el área fuente más importante para estos minerales corresponde a rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas. Aunque, al igual que en las otras unidades, la presencia de circones redondeados, productos de varios ciclos sedimentarios, están evidenciando también la presencia de un área fuente con un basamento antiguo.

Por otro lado, las cuarcitas estudiadas en el **cerro Valdivia** son comparables, por su mineralogía y tipo de roca, con la Unidad Verde de la Cuarcita El Quemado (Figura V-1); asignándole un protolito sedimentario similar, compuesto principalmente por areniscas cuarzosas.



**Figura V-1.** Diagrama esquemático con la distribución de los diferentes tipos litológicos descritos para el Grupo Cauçete y su correlación con las cuarcitas del cerro Valdivia.

Las poblaciones de circones detríticos separadas también son semejantes a las que se definieron en la Cuarcita El Quemado, siendo comparables también en este sentido. Los circones son principalmente plutónicos, aunque hay que destacar la presencia de un numeroso grupo de cristales volcánicos, sugiriendo que en el área de procedencia la participación de una fuente volcánica era importante.

Las rocas de composición silicoclástica -filitas cuarzo-micáceas- estudiadas en el **cerro Salinas** resultaron algo diferentes a lo visto en el Grupo Caucete y en el cerro Valdivia. Se diferencian principalmente por la mayor abundancia de minerales filosilicáticos, y por la presencia de proporciones variables de cemento carbonático. El predominio de cuarzo y muscovita, con un subordinado contenido de plagioclasa y carbonatos en la matriz, permiten inferir un protolito sedimentario compuesto mayormente por areniscas limosas no muy maduras con cemento calcáreo. Producto de la granulometría fina que presentan estas rocas no fue factible separar gran cantidad de minerales pesados. Sólo se distinguieron algunos circones, que por su morfología sugieren una procedencia desde un área fuente con rocas ígneas.

Por otro lado, el estudio petrográfico de las unidades precordilleranas del Cámbrico medio, principalmente areniscas cuarzosas del **Miembro Soldano**, arrojó que estas sedimentitas presentan un importante grado de diagénesis sin llegar a presentar metamorfismo. A su vez, el grado de madurez de estas areniscas es muy alto, como fuera ya mencionado por Pereyra (1987) y Finney *et al.* (2005). De acuerdo al estudio aquí presentado, y teniendo en cuenta la elevada proporción de granos de cuarzo metamórfico y de agregados policristalinos que presentan, es altamente probable que estos niveles de areniscas provengan desde un área cratónica, metamórfica, coincidiendo con lo interpretado por Loske (1992).

La asociación de minerales pesados sustentó un área de procedencia desde un basamento ígneo-metamórfico. El predominio de los minerales ultraestables, circón y rutilo, en los niveles silicoclásticos del Miembro Soldano sugieren que el área de procedencia fue similar a la encontrada en la Cuarcita El Quemado. Los circones detríticos estudiados indicaron la predominancia de rocas ígneas en la fuente, inclusive con circones de probable origen volcánico, apoyando lo anteriormente dicho por Loske (1992). Subordinados aparecen circones redondeados indicando rocas de basamento en el área fuente.

En las rocas del **Olistolito Los Ratones** también fue importante el aporte desde un área fuente con rocas metamórficas; esto quedó evidenciado por la

presencia de fragmentos líticos metamórficos, cristales de cuarzo con deformación intracristalina y granos policristalinos en las muestras estudiadas.

Con respecto a las poblaciones de circones encontradas en este olistolito, las mismas resultaron semejantes a las halladas en el Miembro Soldano, con una predominancia de circones de origen ígneo, tanto de rocas plutónicas como volcánicas. Se destaca la presencia de circones metamórficos, en concordancia con los análisis petrográficos.

En síntesis, el análisis de procedencia basado en la petrografía y el estudio de minerales pesados, especialmente de las poblaciones de circones, permitieron definir que las unidades del Grupo Cauce, los cerros Valdivia y Salinas, y del Cámbrico de la Precordillera, tuvieron un área fuente comparable, caracterizada por la presencia de rocas ígneas y metamórficas. La procedencia de los circones evidencian dos áreas de aporte; la más importante fue dominada por rocas tanto plutónicas como volcánicas, mientras que la otra, y con una participación notablemente menor, corresponde a una fuente metamórfica, de mediano a alto grado, evidenciada por los circones con características metamórficas a los que suman otros minerales tales como rutilo, titanita, monacita; y las variedades de cuarzo y líticos metamórficos descritos en las unidades del Cámbrico medio de la Precordillera.

## **2.- Procedencia y ambiente de sedimentación, relación con estudios geoquímicos**

Los estudios anteriores más los análisis geoquímicos de las diferentes rocas permitieron realizar interpretaciones más detalladas acerca del área de procedencia sedimentaria y su relación con el ambiente tectónico de depositación.

La composición de los elementos mayoritarios, correspondientes a la **Cuarcita El Quemado** y el **cerro Valdivia**, soportan la idea de que el protolito del cual derivan estas rocas fue rico en cuarzo, pero con contenidos subordinados de filosilicatos y feldespatos. El análisis del comportamiento y concentraciones de los elementos traza y de las tierras raras indicaron una procedencia desde la corteza continental superior. El análisis más detallado de estos elementos reflejaron una procedencia sedimentaria desde dos fuentes distintas: una compuesta por rocas de corteza antigua (basamento metamórfico) y otra correspondiente a una fuente magmática, predominantemente de

composición ácida, y, en menor proporción, una de composición básica y probablemente más juvenil.

El ambiente tectónico de estas unidades se ha visto reflejado por un claro fraccionamiento de los elementos traza y de las ETR por parte de los minerales pesados, y está de acuerdo con lo que se observó en el análisis del comportamiento geoquímico a través de su proyección en diferentes diagramas de discriminación tectónica, donde las muestras proyectaron en el campo de los márgenes pasivos actuales.

Por otro lado, las rocas estudiadas de la **Formación La Paz**, **cerro Salinas** y **Formación El Desecho** (M11), mostraron en los resultados geoquímicos de los elementos mayoritarios, un alto porcentaje de alúmina y moderado de sílice, acorde con la composición que presentan, más ricas en filosilicatos y plagioclasa, además de granate, en la Formación La Paz. Los elementos traza y ETR indican una procedencia desde la corteza continental superior. De acuerdo con la interpretación realizada del comportamiento geoquímico de estas rocas se reconocieron tres fuentes con distinta composición: 1) rocas de basamento, 2) rocas de arco magmático, 3) corteza poco evolucionada y de composición básica.

Si bien, y de acuerdo a su comportamiento geoquímico, el ambiente tectónico de depositación de estas rocas es discutido, ya que pueden ser interpretado tanto como un margen continental activo como en un margen pasivo, la interdigitación de los sedimentos de la Formación La Paz con las metareniscas de la Cuarcita El Quemado, observada claramente en el campo, sugiere que el ambiente tectónico más probable corresponda a un margen pasivo. Las evidencias geoquímicas que sugieren un ambiente de margen continental activo estarían relacionadas a la presencia de rocas de un arco magmático antiguo en el área de procedencia. La inmovilidad de los elementos traza y tierras raras ante los procesos geológicos posteriores, habrían permitido que se preservara su signatura geoquímica en las metasedimentitas derivadas de la erosión del mismo.

En las rocas de la **Precordillera** la composición geoquímica de los elementos mayoritarios, y el contenido de los elementos traza y tierras raras estuvo controlado fuertemente por la litología (calcárea) de las muestras estudiadas.

Las muestras que resultaron más adecuadas para la comparación son las areniscas cuarzosas del **Miembro Soldano**; estas proyectaron en los diagramas de discriminación tectónica cerca del campo de los márgenes pasivos actuales, en

concordancia con la Cuarcita El Quemado. Por otro lado la muestra perteneciente al Olistolito Los Túneles proyectó en el mismo campo (margen continental activo, Figura IIC-15) que las muestras de la Formación La Paz, sugiriendo el mismo ambiente de depositación.

Sobre la base de lo expuesto en los dos puntos anteriores, se interpreta que las rocas predominantemente silicoclásticas, tanto del Grupo Cauce como de la Precordillera, son el producto de la erosión y posterior fraccionamiento sedimentario de una corteza continental, conformada por rocas ígneas, plutónicas y volcánicas, y un basamento metamórfico de medio a alto grado, y posteriormente depositadas en un margen pasivo.

### **3.- Análisis de la procedencia sedimentaria de los circones: imágenes de catodoluminiscencia y dataciones U/Pb**

El análisis de las imágenes de catodoluminiscencia y las dataciones U/Pb sobre los circones detríticos separados de las rocas estudiadas, están de acuerdo con lo expuesto en el capítulo IIIB, donde se presentaron los resultados del análisis de los minerales pesados, especialmente de las poblaciones de los circones.

La información obtenida muestra que el aporte de circones de origen ígneo, tanto plutónicos como volcánicos, con edades mesoproterozoicas es muy importante en las unidades estudiadas; a su vez, se pudo observar que los circones de origen similar, pero del Neoproterozoico y Paleoproterozoico, son mucho más escasos. Los circones de origen metamórfico encontrados en el Grupo Cauce y en los cerros Valdivia y Salinas, corresponden principalmente al ciclo grenvilliano. En las unidades precordilleranas estos circones se presentan en un porcentaje mucho menor (< 10%).

Dentro de los circones ígneos, plutónicos y volcánicos, se reconocieron tres picos principales. Uno de ellos corresponde a la población con edades ca. 1310, 1360 y 1370 Ma encontrado en todas las formaciones del Grupo Cauce y en el cerro Salinas, así como en las unidades del Cámbrico medio de la Precordillera donde es el componente principal.

La otra población que presentan picos muy importantes con circones de origen volcánico, corresponde al ciclo grenvilliano, con edades ca. 1030 y 1070 Ma, los que fueron reconocidos en el Grupo Cauce y en los cerros Valdivia y Salinas.

Por último, y a pesar de su menor abundancia relativa, debe destacarse la presencia de circones ígneos con edades neoproterozoicas. Dentro del

Neoproterozoico se reconocieron dos poblaciones, una con circones ca. 550 y 640 Ma presentes en la Cuarcita El Quemado y en la Formación El Desecho, y la otra ca. 770 Ma para una cuarcita del cerro Valdivia. El origen ígneo de los estos circones sugiere una fuente magmática, probablemente contemporánea o levemente más antigua que la depositación de estas unidades.

Los circones de origen metamórfico mayormente presentaron edades grenvillianas ca. 1150 y 1220 Ma, y fueron identificados en las distintas formaciones del Grupo Cauçete y en los cerros Valdivia y Salinas. Además de estar presentes en las unidades precordilleranas pero en forma muy subordinados. Cabe destacar, que circones metamórficos con edades entre 1300 y 1400 Ma y ca. 1600 Ma también han sido encontrados en estas unidades aunque no forman parte de las poblaciones estadísticamente representativas.

#### **4.- Áreas fuente: relación con edades modelo ( $T_{DM}$ ) y $\epsilon Nd$**

Los resultados discutidos en el capítulo IIID3 sobre las edades modelo Sm-Nd y los valores de  $\epsilon Nd$  permitieron reconocer dos grupos de muestras con comportamiento isotópico diferente. Se agruparon por un lado, las muestras de la Cuarcita El Quemado, las Formaciones La Paz y El Desecho y una cuarcita del cerro Valdivia; mientras que el otro grupo corresponde a las muestras de la Caliza Angacos, del cerro Salinas y de la Precordillera.

El primer grupo se caracterizó por presentar una distribución unimodal de las edades  $T_{DM}$ , con un pico máximo a los ca. 1,2 Ma, y valores de  $\epsilon Nd$ , para la edad de depositación (ca. 550 Ma), cercanos a 0, e incluso, muchos de ellos con valores positivos (entre -2,22 y +5,37). Esta evidencia de un aporte desde una fuente juvenil esta de acuerdo con los análisis geoquímicos de los elementos traza realizados, principalmente para las Formaciones La Paz y El Desecho, donde se observó una aporte desde rocas ígneas básicas, proveniente de una corteza juvenil.

Teniendo en cuenta que la interpretación de las edades modelo en las rocas sedimentarias es compleja, la distribución unimodal de las edades  $T_{DM}$  con un pico de ca. 1,2 Ga, de menor edad que la fuente más importante indicada por los circones detríticos de ca. 1360 Ma, es interpretada como el producto de una mezcla de dos o más fuentes de distinto origen. Una de ellas presentaría edades  $T_{DM}$  paleo-mesoproterozoicas, probablemente derivada de la corteza continental superior (basamento); y la otra con edades  $T_{DM}$  más jóvenes y de composición juvenil. Esta

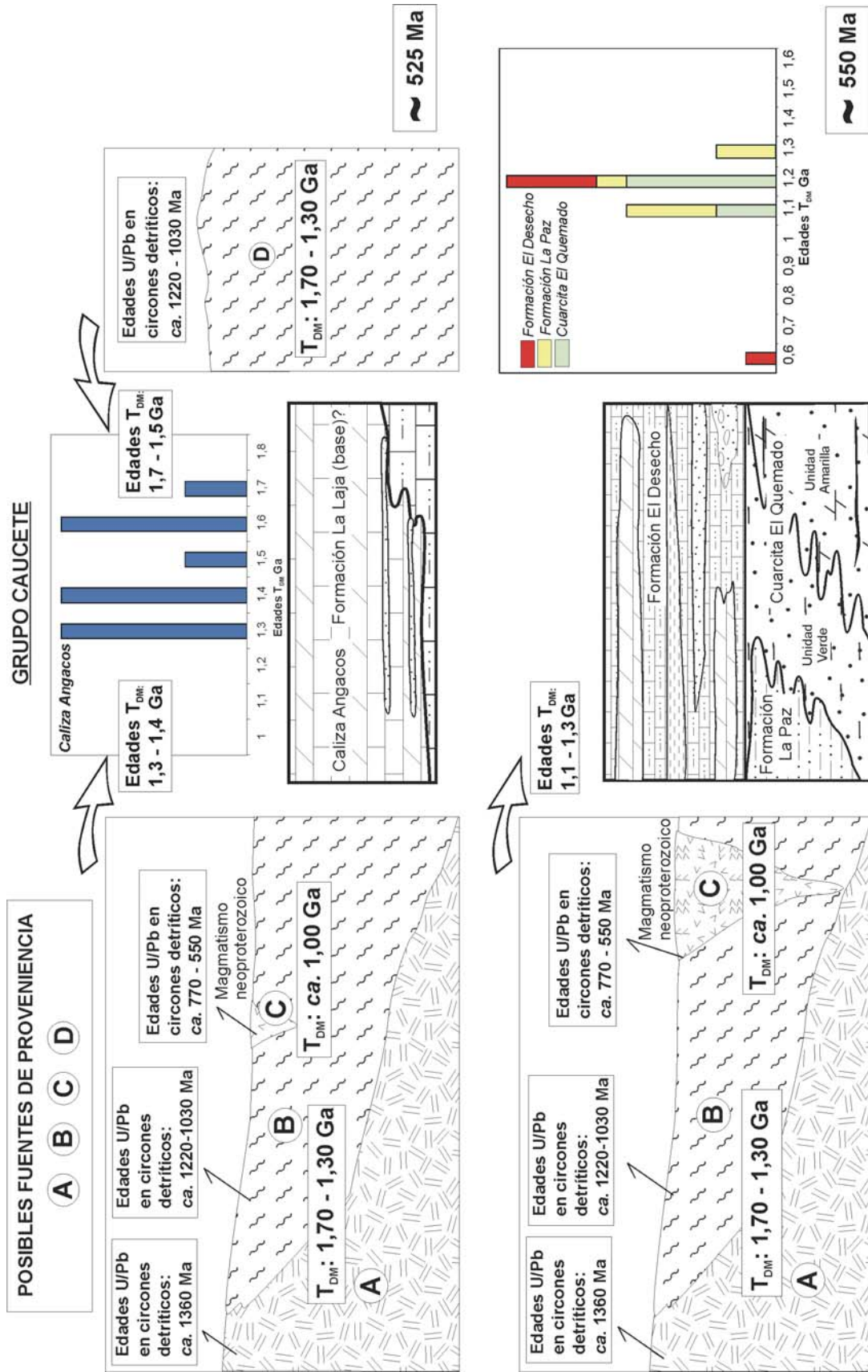
última está evidenciada por los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  positivos y edades modelo de aproximadamente de 1,0 Ga; probablemente esta fuente esté relacionada con la población de circones detríticos (ca. 550 Ma) encontrados en la Cuarcita El Quemado que sugieren una fuente ígnea neoproterozoica (Figura V-2).

El segundo grupo, quedó conformado por las muestras de la Caliza Angacos, del cerro Salinas y de la Precordillera. La característica principal es que presentan una distribución de edades modelo claramente bimodal, con un pico a los 1,7 - 1,5 Ga y otro a los 1,4 - 1,3 Ga. Esto indicaría que existen dos tipos de rocas fuente separadas físicamente y que no fueron mezcladas por procesos sedimentarios (Figura V-2). A su vez, los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  para el momento de depositación de estas unidades son negativos, disminuyendo, de este modo, la posibilidad de que exista una participación importante de rocas juveniles en el área de aporte, tal como sucede en el grupo anterior (Figura V-2).

De este análisis se interpreta que existió un cambio en la configuración de la cuenca y/o de las áreas fuente o de aporte entre las formaciones basales del Grupo Cauçete (Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho) y la Caliza Angacos. A su vez, si bien la procedencia de las unidades del Cámbrico medio de la Precordillera, no son estrictamente similares a la Caliza Angacos, poseen algunas características notables en común: edades  $T_{\text{DM}}$  semejantes y una población de circones detríticos de origen ígneo de ca. 1360 Ma.

Este cambio en la procedencia, evidenciado con las edades modelo Sm-Nd, a partir aproximadamente de los 525 Ma que coincide con la *drift-rift transition* según Thomas y Astini (1999), también quedó registrado en las edades U/Pb sobre los circones detríticos. Como se pudo observar, las unidades basales del Grupo Cauçete se caracterizan por el predominio de dos fuentes con edades ca. 1360 Ma y otra con edades grenvillianas, además de presentar circones neoproterozoicos. Al contrario, las unidades de la Precordillera del Cámbrico medio no se observan los picos con edades grenvillianas y predominan los circones de ca. 1360 Ma.

En resumen, las principales áreas de aporte sedimentario reconocidas a partir del análisis detallado del mapeo de campo, de estudios petrográficos, de asociaciones de minerales pesados, análisis geoquímicos y de poblaciones de circones, más edades U/Pb (LA-ICP-MS) y edades modelo Sm/Nd, reúnen las siguientes características (Figura V-2):



**Figura V-2.** Esquema con las posibles fuentes y su distribución espacial y en el tiempo, interpretadas a partir de los estudios de las edades U/Pb sobre circones detríticos y edades modelo ( $T_{DM}$ ) correspondientes a las formaciones del Grupo Cauçete. A su vez, se presenta una posible correlación con la base de la Formación La Laja.

A: Correspondería a un basamento cristalino, donde predominan rocas ígneas, plutónicas y volcánicas del Mesoproterozoico temprano, indicado por los circones de origen magmático hallados (ca. 1310, 1360 y 1370 Ma); con edades modelo  $T_{DM}$  entre 1600 y 1400 Ma aproximadamente.

B: Es interpretado como un basamento cristalino grenvilliano, compuesto tanto por rocas metamórficas como ígneas; esto está dado por los circones metamórficos de ca. 1220-1150 Ma y magmáticos entre los 1070 y 1030 Ma. Las edades modelo de esta unidad son interpretadas en un rango que abarca desde los 1700 Ma a los 1300 Ma.

C: Representa la fuente magmática indicada por los circones neoproterozoicos hallados en diferentes unidades (Cuarcita El Quemado, Formación El Desecho y cerro Valdivia). Además, se sugiere como la posible fuente juvenil que se observa en los análisis geoquímicos de muchas de las muestras; las edades  $T_{DM}$  más jóvenes (ca. 1000 Ma) y con el componente juvenil indicado por los  $\epsilon Nd$  positivos son interpretadas como resultado de esta fuente.

D: Pertenece a un basamento ígneo-metamórfico similar al descrito en B, pero con la ausencia de rocas intrusivas del evento neoproterozoico que dan como resultado una disminución en las edades modelos  $T_{DM}$ .

## 5.- Probables áreas de procedencia relacionadas a Gondwana y Laurentia

**a.- Edades ca. 1360 Ma:** Como se discutió anteriormente, la característica principal de las rocas estudiadas es el prominente pico de edades ca. 1360 Ma representado mayormente por circones de origen plutónico y volcánico.

En Sudamérica edades comparables con el rango encontrado de 1300 y 1450 Ma están ampliamente representadas en la provincia geocronológica de Rondonia-San Ignacio. Esta provincia, ubicada en el sudoeste del cratón del Amazonas, se compone de un basamento metamórfico con gneises graníticos, migmatitas y granulitas de 1,55 a 1,3 Ga (Tassinari *et al.*, 2000). Uno de los principales problemas encontrados, para interpretar al basamento de alto grado metamórfico de la provincia de Rondonia-San Ignacio como área de aporte, es la ausencia de circones de origen ígneo en la misma, los que, como se mencionó anteriormente, son dominantes en las unidades estudiadas. Esto dificulta la hipótesis de que la provincia geocronológica de Rondonia-San Ignacio sea el área de aporte para los circones del Mesoproterozoico temprano

hallados en las unidades del Grupo Caucete, cerro Salinas y Precordillera. Por otro lado, las edades modelo Sm-Nd existentes para esta provincia geocronológica abarcan desde 1,5 hasta 2,0 Ga (Tassinari *et al.*, 2000) y no son compatibles con los  $T_{DM}$  encontrados en las unidades estudiadas (ca. 1,1 – 1,7 Ga).

Por otro lado, esta población de circones de ca. 1360 Ma, encontrada en las unidades bajo estudio, tampoco es común en las rocas metasedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico relacionadas a Gondwana (Formación Puncoviscana del Noroeste argentino y en las metasedimentitas asociados a las Sierras Pampeanas Orientales, véase Figura IIID2-44).

Sin embargo, cabe destacar que las unidades metasedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico vinculadas a las Sierras Pampeanas Orientales y al Noroeste argentino (Formación Puncoviscana) tienen una importante población de circones grenvillianos que sí son comparables con los presentes en el Grupo Caucete y en los cerros Valdivia y Salinas. Adams *et al.* (2006) indican una procedencia para estos circones desde el cinturón grenvilliano del Sunsás, ubicado en el sudoeste del cratón del Amazonas.

A su vez, las rocas del cinturón de Sunsás, presentan edades  $T_{DM}$  similares a las de la provincia de Rondonia-San Ignacio (véase discusión capítulo IIID-3). Estas corresponden a edades modelo Sm-Nd retrabajadas y mucho más antiguas (ca. 1,5 a 2,0 Ga) que las observadas en las rocas estudiadas. Es este uno de los motivos principales por el cual se descarta al cinturón orogénico de Sunsás como posible fuente de los circones grenvillianos presentes principalmente en el Grupo Caucete y en los cerros Valdivia y Salinas

Ahora bien, si consideramos que las rocas del Grupo Caucete, de los cerros Valdivia y Salinas y de la Precordillera fueron parte de un terreno alóctono (terreno compuesto Cuyania) y derivado de Laurentia, es más fácil explicar la procedencia de las edades ca. 1360 Ma discutidas anteriormente.

Gran parte del sector sur y central de Norteamérica tiene un basamento denominado Provincia Granítica-Riolítica (*Granite-Rhyolite Province*; Van Schmus *et al.*, 1987), mayormente conocida a través de perforaciones, y que se caracteriza por un importante magmatismo ácido de edad mesoproterozoica. En el oeste del Estado de Texas esta provincia magmática está conformada principalmente por monzogranitos (edades U/Pb ca. 1380 Ma), una secuencia granítica-riolítica (edades U/Pb ca. 1360 Ma) y sienitas cuarzosas (edades ca. 1340 Ma) (Barnes *et al.*, 2002). Estos autores, además, presentaron edades modelo Sm/Nd de diques máficos que intruyen la secuencia granítica-riolítica en un rango de 1560 a 1440 Ma.

Como se puede observar, las edades de los circones detríticos encontrados en el Grupo Cauçete, en el cerro Salinas y principalmente en la Precordillera, coinciden claramente con la Provincia Granítica-Riolítica de Laurentia. No sólo las edades U/Pb son correlacionables, sino también los tipos de circones de origen plutónico y volcánico, descritos en los capítulos anteriores, son comparables con la litología de la secuencia granítico-riolítica. Por otro lado, las edades  $T_{DM}$  de aproximadamente 1500 Ma presentadas (Barnes *et al.*, 2002), coinciden con las halladas principalmente en la Caliza Angacos y en las unidades precordilleranas. Si bien, las edades modelo para la Cuarçita El Quemado y las formaciones La Paz y El Desecho presentan mezclas (Figura V-2), las edades U/Pb en circones detríticos de ca. 1360 Ma de estas unidades, indican la presencia de una fuente con edades  $T_{DM}$  paleo-mesoproterozoicas probablemente relacionada con la Provincia Granítica-Riolítica de Laurentia.

**b.- Edades grevillianas:** La procedencia de los circones detríticos con edades grevillianas, encontrados mayormente en el Grupo Cauçete y en los cerros Valdivia y Salinas, es menos problemática porque son compatibles con el basamento de Cuyania y también con el basamento grevilliano aflorante en el margen sudeste de Laurentia.

En un trabajo reciente, Vujovich *et al.* (2004) presentó edades U/Pb sobre circones de diferentes tipos de rocas pertenecientes al Complejo Pie de Palo, en la sierra homónima. Un pegmatoide gabroico correspondiente arrojó una edad  $1204^{+5,3}/_{4,7}$  Ma. También presentaron edades de un cuerpo de leucogabro/diorita ( $1174 \pm 43$  Ma) y de un dique tonalítico/granodiorítico calco-alcalino ( $1169^{+8}/_{7}$  Ma). Estos valores son comparados con los circones de origen ígneos encontrados de ca. 1220 y ca. 1150 Ma en las unidades estudiadas. Por otro lado, en una secuencia metasedimentaria que consideraron comparable con la Unidad Difunta Correa encontraron poblaciones de circones detríticos de 1160 – 1150 Ma y 1080 – 1050 Ma. Estos son también comparables con los picos vistos en las unidades del Grupo Cauçete y en los cerros Valdivia y Salinas (ca. 1150, 1070 y 1030 Ma).

Una paranfibolita de la Unidad Difunta Correa, presentó poblaciones de circones detríticos entre 1100 y 1050 Ma (Rapela *et al.*, 2005) equiparables con los anteriores; estos autores mencionan que estos picos son compatibles con el basamento grevilliano de las Sierras Pampeanas Occidentales. Estos rangos de edades también son similares a los picos más importantes (ca. 1150, 1070 y 1030 Ma) de circones de origen mayormente ígneos hallados en el Grupo Cauçete y también en los cerros Valdivia y Salinas.

Por otro lado, se reconocen circones con edades grenvillianas en otros sectores del basamento de Cuyania. Entre ellas se debe mencionar la tonalita-trondhjemita Las Matras con  $1244 \pm 42$  Ma (U/Pb en circón) Sato *et al.* (2004). En el Bloque de San Rafael fueron datados circones ígneos provenientes de rocas ortoderivadas los que presentaron edades de  $1205 \pm 1$  y  $1204 \pm 2$  Ma (Thomas *et al.*, 2000) y  $1214,7 \pm 6,5$  Ma (U/Pb en circón) Cingolani *et al.* (2005).

Además de los afloramientos mencionados anteriormente, hay que destacar el basamento grenvilliano no expuesto de la cubierta cambro-ordovícica de la Precordillera, reconocido a través de xenolitos de composición máfica y ácida en rocas subvolcánicas miocenas. Kay *et al.* (1996) presentaron análisis de diferentes xenolitos con edades U/Pb en circón ( $1099 \pm 3$ ;  $1102 \pm 6$ ;  $1096 \pm 3$  Ma) comparables con las edades en torno a 1115 y 1070 Ma encontradas en las unidades estudiadas.

En el sector norte del terreno compuesto Cuyania también se reconocieron afloramientos de basamento grenvilliano. Varela *et al.* (2003) presentaron para el Ortogneis Juchi edades de  $1108 \pm 13$  Ma (U/Pb circón) correspondientes para el basamento de la sierra de Umango. En la Precordillera de la zona de Jagüé, Martina *et al.* (2005) describieron milonitas y ultramilonitas graníticas en las cuales dataron 20 circones por el método ICP-MS que arrojaron una edad promedio U/Pb de  $1118 \pm 17$  Ma. Estas edades de cristalización también están de acuerdo con las encontradas en los circones detríticos separados de las rocas estudiadas, principalmente con el pico de ca. 1115 Ma en cual fueron descriptos circones con texturas ígneas.

Acorde con las escasas dataciones existentes del basamento del terreno Cuyania, hasta ahora se puede reconocer un pulso magmático entre los 1200 y 1244 Ma, compatibles con las edades de los circones detríticos de origen ígneo de ca. 1220 Ma analizados en este trabajo. Sin embargo, los circones detríticos observados con estas edades fueron mayormente metamórficos. Edades de metamorfismo de ca. 1220 Ma en las rocas del basamento de Cuyania todavía no han sido descriptos, dificultando la procedencia de los circones metamórficos (ca. 1220 Ma) encontrados con este basamento.

Las poblaciones de circones de origen principalmente magmáticos con edades ca. 1115, 1070 y 1030 Ma encontradas en las unidades del Grupo Caucete y en los cerros Valdivia y Salinas, son en general equiparables con las edades del basamento de Cuyania hasta ahora encontradas.

En relación al ciclo grenvilliano en Laurentia existen numerosos trabajos donde describen la compleja evolución tectónica y magmática de este cinturón.

Principalmente fueron definidos dos eventos orogénicos mayores denominados Elzeviriano (ca. 1220 – 1160 Ma), relacionado a la colisión de arcos de islas, y Ottawaniano (ca. 1080 – 1030 Ma) vinculado a una colisión continente-continente (McLelland *et al.*, 1996) con el cratón del Amazonas (Hoffman, 1991).

Las posibles correlaciones del basamento de Cuyania con el sur de los Apalaches, específicamente con el engolfamiento de las Ouachitas (Astini *et al.*, 1995), es la causa por el cual se discute la posible procedencia de los circones grenvillianos con los afloramientos de basamento más importantes del sur de los Apalaches. Las exposiciones más representativas se encuentran en la provincia de las *Blue Ridge*; en el *Llano Uplift*, y en las zonas de *Van Horn* y *Franklin Mountain* (sudeste del Estado de Texas) (véase Figura IIIB3-13). En este sector fueron presentados varios trabajos de detalle donde se describen rocas con edades entre 1,0 – 1,25 Ga (Mosher, 1998; Carrigan *et al.*, 2003; y referencias allí mencionadas).

La procedencia de los circones con edades ca. 1220-1160 Ma encontrados en varias muestras del Grupo Cauçete, en los cerros Valdivia y Salinas, y en forma subordinada en la Precordillera, son comparables con las edades de la orogenia Elzeviriana; evidenciada en el basamento grenvilliano del sur de los Apalaches (ca. 1190 Ma; Carrigan *et al.*, 2003).

Por otro lado, las edades de circones con un origen ígneo de ca. 1115, 1070 y 1030 Ma encontrados en las unidades estudiadas, también pueden ser compatibles con el basamento grenvilliano del sur apalachiano. Numerosos trabajos describen un magmatismo de esta edad para este sector (Bickford *et al.*, 2000; Carrigan *et al.*, 2003; Tollo *et al.*, 2006). Recientemente, Tollo *et al.* (2006) describieron un magmatismo de edad grenvilliana en la provincia de *Blue Ridge*, sudeste de Laurentia (América del Norte). Las edades U/Pb (SHRIMP) en circón y monacita definieron tres pulsos de actividad magmática: 1183 – 1144 Ma; 1120 - 1110 Ma y 1078 – 1028 Ma. Estos intervalos son claramente consistente con las poblaciones de circones ígneos definidas en el capítulo IIID-2. Además, estos autores presentaron edades modelo entre 1,62 y 1,37 Ma, con valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre -0,7 y +2,4; estos valores son compatibles con las edades  $T_{DM}$  paleo-mesoproterozoicas interpretadas para el Grupo Cauçete (Figura V-2) y la Precordillera.

**c.- Circones neoproterozoicos:** Por otra parte, las poblaciones de circones neoproterozoicos y de origen ígneo hallados en la Cuarcita El Quemado (ca. 550 - 630 Ma) y en el cerro Valdivia (ca. 770 Ma) sugieren fuertemente que existía actividad ígnea en un área más o menos aledaña a la cuenca donde se estaban depositando estos sedimentos. Si bien desde el punto de vista geoquímico se interpretó un

ambiente tectónico de margen pasivo, estas evidencias de un magmatismo asociado a la depositación, permiten interpretar un ambiente vinculado a una extensión importante (rift) que generó las rocas intrusivas indicadas por los circones detríticos. Esto está de acuerdo con las interpretaciones de la evolución neoproterozoica-cámbrica del margen sudeste de Laurentia (Cawood *et al.*, 2001; Tollo *et al.*, 2004). Estos autores definieron dos pulsos de rifting relacionados a la apertura del océano de Iápetus y generación de terrenos.

Tollo *et al.* (2004) describieron, para el basamento de la provincia *Blue Ridge*, dos pulsos de actividad ígnea principales con edades ca. 765 – 680 y 620 – 550 Ma y características geoquímicas de un ambiente de extensión, con granitoides de tipo A, y derivados de una fuente con características primitivas. Esto es compatible con los resultados geoquímicos discutidos anteriormente, donde se discutió la participación en el área de aporte de una fuente juvenil para las muestras analizadas principalmente en el Grupo Cauçete.

Con esta interpretación los circones con edades de ca. 550 Ma y de origen ígneo encontrados en la Cuarcita El Quemado y la Formación El Desecho tendrían una procedencia desde rocas fuente vinculadas con la última etapa de actividad magmática (ca. 620 – 550 Ma) asociada al desmembramiento de Rodinia (Cawood *et al.*, 2001; Tollo *et al.*, 2004)

El evento magmático más antiguo estaría representado en la sierra de Pie de Palo donde, en una reciente contribución Baldo *et al.* (2006), describieron un ortogneis que interpretan como derivado de un granitoide con características de tipo A en el basamento de la sierra de Pie de Palo. Estos autores analizaron circones que arrojaron una edad U/Pb SHRIMP de  $774 \pm 6$  Ma, muy similar al pico de ca. 770 Ma hallado en una cuarcita cuarzo-micácea del cerro Valdivia. Esto sugiere para estas metasedimentitas una procedencia desde el basamento de la sierra de Pie de Palo o desde un área similar, vinculada a esta etapa de rift.

**d.- Evidencias de un basamento paleoproterozoico:** Por último, resta mencionar las posibles áreas de aporte encontradas en los picos subordinados de edad paleoproterozoica; estos corresponden a circones de origen ígneo de ca. 1850 Ma principalmente hallados en las metasedimentitas de los cerros Valdivia y Salinas y a circones de origen metamórfico y edad ca. 1600 Ma (Grupo Cauçete, cerro Salinas y unidades de la Precordillera). Estas edades también son compatibles con áreas de procedencia del sector este de Laurentia, como las provincias *Yavapai-Mazatzal* (ca. 1600 – 1800 Ma) y *Penokean* (ca. 2000 – 1800 Ma), aflorantes inmediatamente al oeste de la provincia Granítica-Riolítica. Cabe mencionar que Thomas *et al.* (2004)

*Maximiliano Naipauer (2007)*

analizaron circones detríticos de la Formación Cerro Totorá con edades similares y que las atribuyeron a estos sectores.

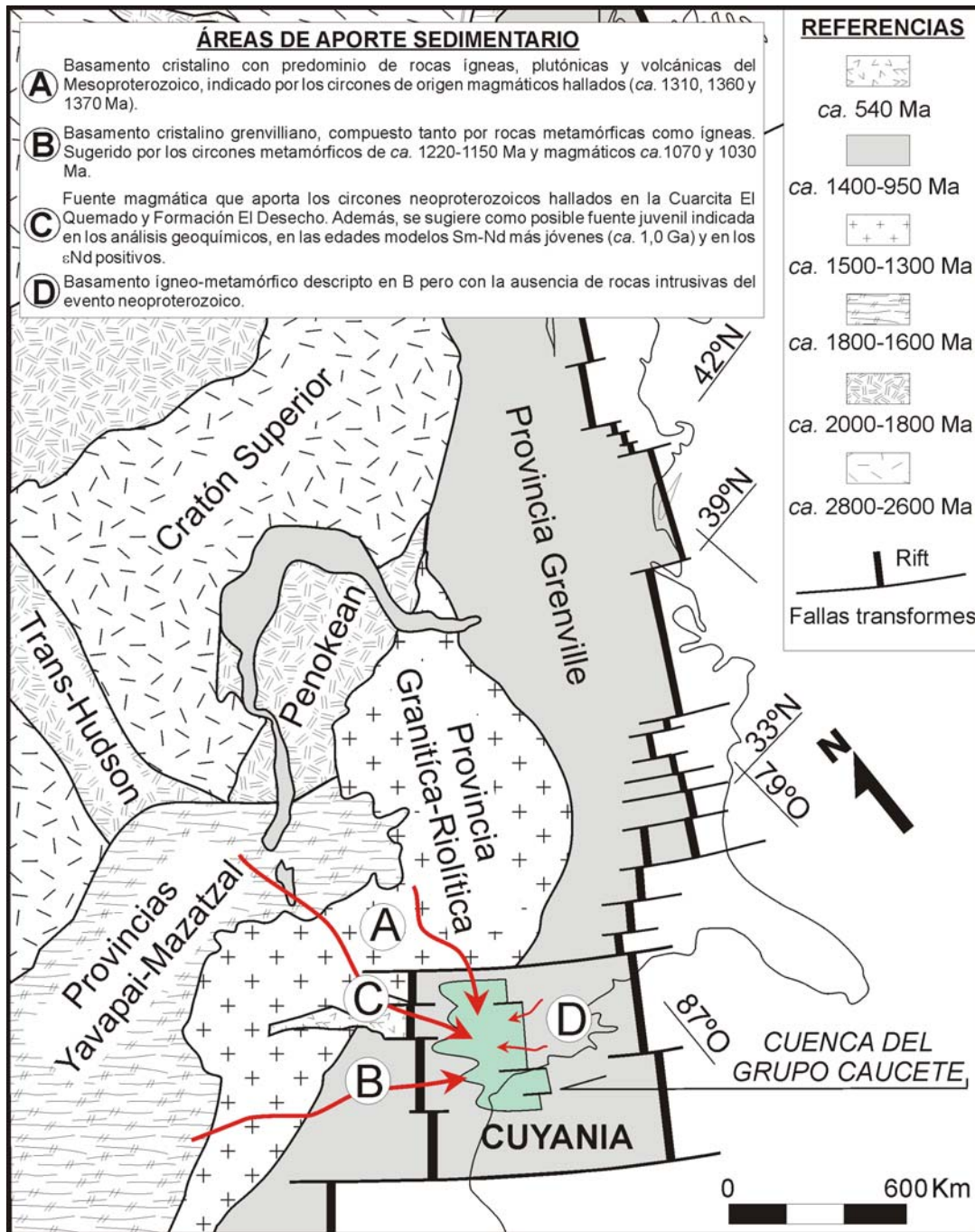
## VI.- MODELOS TECTÓNICOS

### 1.- Modelo de evolución tectónica para el Neoproterozoico-Cámbrico

Después de la formación del supercontinente de Rodinia, a través del orógeno grenvilliano (Figura IIIB3-8) (Hoffman, 1991) y su posterior ruptura en el Neoproterozoico, se generaron varios continentes y océanos. Entre los primeros se encuentra el mencionado continente de Laurentia donde en su margen oriental se definieron dos etapas principales de rifting vinculadas a la apertura del océano Iapetus. La primera etapa abarcó entre los 760 y 700 Ma, mientras que la segunda se extendió desde los 620 hasta los 550 Ma aproximadamente (Cawood *et al.*, 2001). Este proceso de desmembramiento estuvo acompañado por dos pulsos de actividad ígnea relacionados a la extensión, el primero se desarrolló entre 765 y 680 Ma y el segundo desde los 620 a los 550 Ma (Tollo *et al.*, 2004). A su vez, Cawood *et al.* (2001) describieron una etapa final de rifting, entre los 540 y 530 Ma, a través de la cual explican la separación de terrenos del margen lauréntico, como por ejemplo Precordillera-Cuyania.

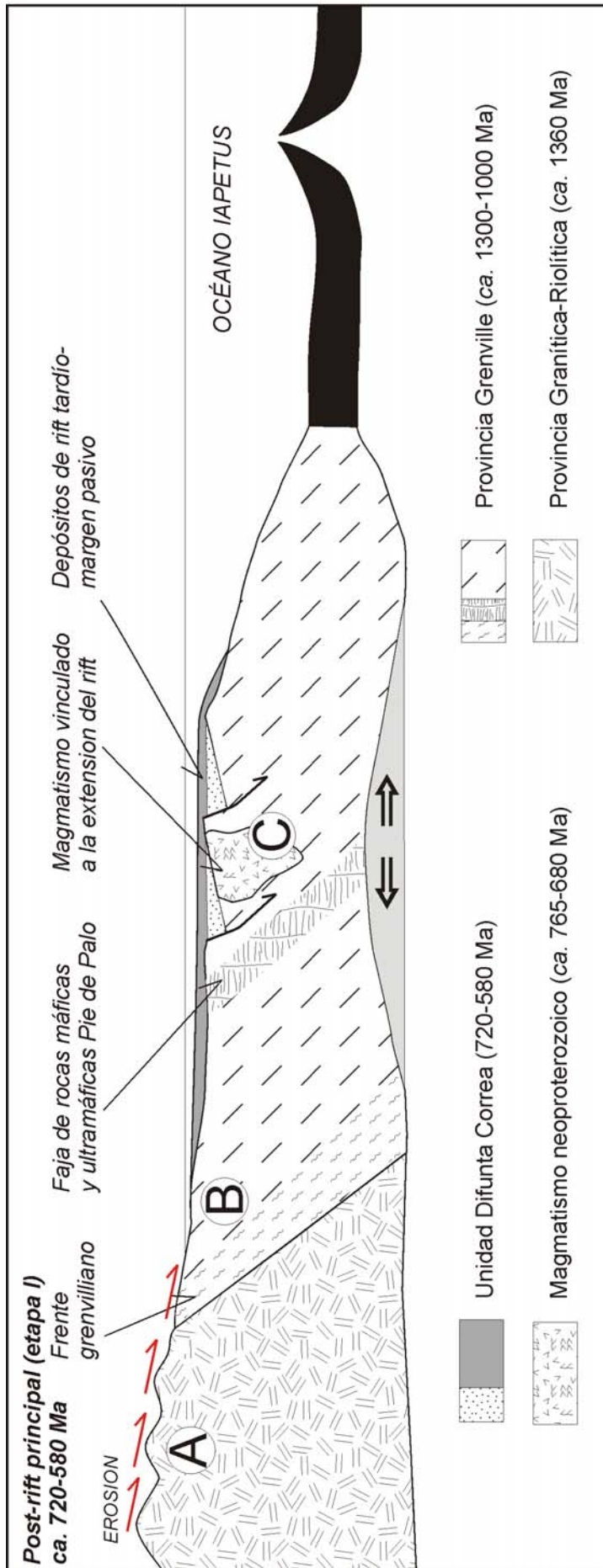
El objetivo principal de este capítulo es presentar una posible evolución geodinámica para el origen del terreno compuesto Cuyania, interpretada a partir de los estudios de procedencia sedimentaria realizados en las rocas de la sierra de Pie de Palo (Grupo Cauçete principalmente) y su relación con las unidades del Cámbrico precordillerano. Como fue discutido en capítulos anteriores, el Grupo Cauçete posee una procedencia sedimentaria acorde con áreas laurénticas (Figura IV-1), razón por la cual se propone un modelo de evolución tectónica en base a los modelos alóctonos (Ramos *et al.*, 1986; Thomas y Astini, 1996, entre otros), donde se asume que este terreno proviene de las proximidades del engolfamiento de Ouachitas en el margen sudeste de Laurentia.

A partir de los estudios realizados, la evolución geotectónica ha sido dividida en cuatro etapas principales: la etapa I representa un estadio posterior al pulso principal de rifting, abarca desde los 720 hasta los 580 Ma aproximadamente y representa la situación previa a la generación del terreno compuesto Cuyania; la etapa II representa el último estadio de extensión producido después de los 550 Ma y es el comienzo de la separación y posterior formación del mencionado terreno; la etapa III se relaciona a un estadio de *rift-drift transition* para los ca. 530 Ma y finalmente la etapa IV (*post-rift-drift transition*) es interpretada como el comienzo de la generación del margen pasivo a los ca. 510 Ma conformado sobre el terreno ya separado del margen lauréntico.



**Figura VI-1.** Mapa esquemático con los cratones y provincias cristalinas del margen oriental de Laurentia. Se ha representado la traza del rift del Neoproterozoico-Cámbrico y la posible ubicación de Cuyania con respecto al margen lauréntico (modificado de Thomas *et al.*, 2004). Sobre el estudio realizado se interpretan las posibles vías de drenaje y áreas fuente de la cuenca del Grupo Caucete. Cabe destacarse que el mayor volumen de detritos proviene del margen continental conformado principalmente por las provincias Granítica-Riolítica y grenvilliana.

En la Figura VI-2 se ilustra en un diagrama esquemático el estadio I representando una etapa previa a la depositación de las sedimentitas del Grupo Caucete. Se interpretó un ambiente de margen pasivo, posterior al pulso principal de



**Figura VI-2.** Diagrama esquemático del estadio I previo a la deposición del Grupo Cauçete. Se observa la Unidad Difunta Correa interpretada como cobertura del basamento grenvilliano por Casquet *et al.* (2001). El frente grenvilliano y la faja de rocas máficas y ultramáficas de Pie de Palo representan la orogenia grenvilliana en Rodinia. Las áreas de aporte más importantes: A) Basamento cristalino con predominio de rocas ígneas, plutónicas y volcánicas del Mesoproterozoico; B) Basamento cristalino grenvilliano, compuesto tanto por rocas metamórficas como ígneas; C) Fuente de origen ígneo de edad neoproterozoica y relacionada al magmatismo extensivo; el ortogneis Quebrada Derecha definido por Baldo *et al.* (2006) se podría relacionar con este magmatismo.

rifting relacionado a la apertura del océano lapetus, se caracteriza por el desarrollado de los depósitos de la Unidad Difunta Correa (Figura VI-2). Esta secuencia aflora en el sector sur de la sierra de Pie de Palo y fue interpretada como la cobertura sedimentaria del Complejo Pie de Palo por Casquet *et al.* (2001). Se le asignó una edad por estudios isotópicos (Sr, C y O) entre 720 y 580 Ma (Galindo *et al.*, 2004).

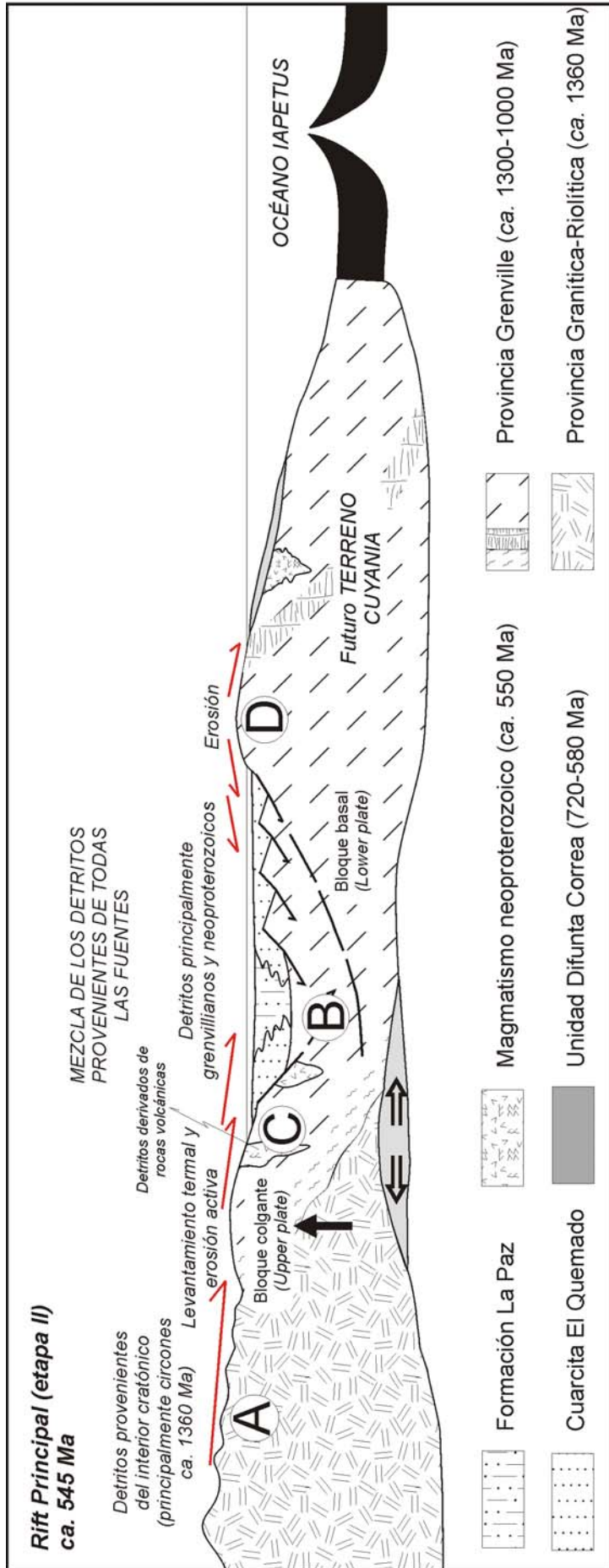
Las dataciones de los circones detríticos presentados por Rapela *et al.* (2005) son coherentes con las áreas de procedencia descritas para el margen sudoriental de Laurentia (Figura VI-1). Las edades entre 1500 y 1200 Ma son claramente compatibles con la región de la Provincia Granítico-Riolítica, indicando que el área estaba sometida a erosión. Los circones de alrededor de 1050 a 1150 Ma se corresponden con el basamento grenvilliano. Por último, los circones encontrados con edades de ca. 625 Ma están vinculados con un aporte desde rocas volcánicas neoproterozoicas (veáse Figura VI-2) y relacionadas a un magmatismo previo a la formación de Cuyania, desarrollado en la extensión producida por la apertura del océano lapetus.

En el diagrama esquemático del estadio II (ca. 545 Ma) está representado una reactivación de la extensión que se relaciona directamente con el comienzo de la formación del futuro terreno compuesto Cuyania (Figura VI-3). La sedimentación asociada en esta etapa quedó registrada en la Cuarcita El Quemado y en la Formación La Paz (Grupo Cauçete). Las evidencias geológicas, geoquímicas, los isótopos del Nd y las edades U/Pb de los circones detríticos, permitieron interpretar que estas unidades se desarrollaron en una transición entre una etapa de rift y una etapa de subsidencia termal, que posteriormente generó un margen pasivo representado por los carbonatos de la Caliza Angacos (Grupo Cauçete).

Durante este estadio se produjo la reactivación del volcanismo asociado a la extensión, tal como se infiere de la presencia de una población de circones detríticos de origen ígneo y con edades cercanas a 550 Ma definidas en la Cuarcita El Quemado. A su vez, en estas unidades se registraron evidencias geoquímicas de este magmatismo, muchas de las muestras estudiadas principalmente en la Formación La Paz indicaron una fuente de rocas poco evolucionadas, de acuerdo a las relaciones Th/Sc y Zr/Sc y al enriquecimiento de elementos como Cr, V y Sc.

Las edades modelo de aproximadamente 1,2 Ga, con distribución unimodal y con  $\epsilon_{Nd}$  cercanos a cero (-1,1 - +0.9), también sugieren características isotópicas de un magmatismo poco evolucionado y que probablemente esté relacionado con las rocas de la fuente ígnea identificada de edad neoproterozoica.

Con respecto a la geometría del rift, se interpreta que el bloque basal (*lower plate*) se habría desarrollado sobre el futuro terreno compuesto Cuyania y el bloque colgante (*upper plate*) sobre el margen de Laurentia, tal como ya lo han sugerido



**Figura VI-3.** Esquema de la etapa II donde se muestra la reactivación de la extensión producida por el último pulso de rifting generado a los ca. 550 Ma y su relación con las unidades más jóvenes del Grupo Caucete (Cuarcita El Quemado y la Formación La Paz). Según las poblaciones de circones detriticos encontradas se interpretaron las áreas de aporte sedimentario más importantes: A) Basamento cristalino con predominio de rocas ígneas, plutónicas y volcánicas del Mesoproterozoico; B) Basamento cristalino grenvilliano, compuesto tanto por rocas metamórficas como ígneas; C) Fuente magmática que aporta los circones neoproterozoicos hallados en la Cuarcita El Quemado (ca. 550 Ma) y D) Basamento ígneo-metamórfico descrito en B pero con la ausencia de rocas intrusivas del evento neoproterozoico.

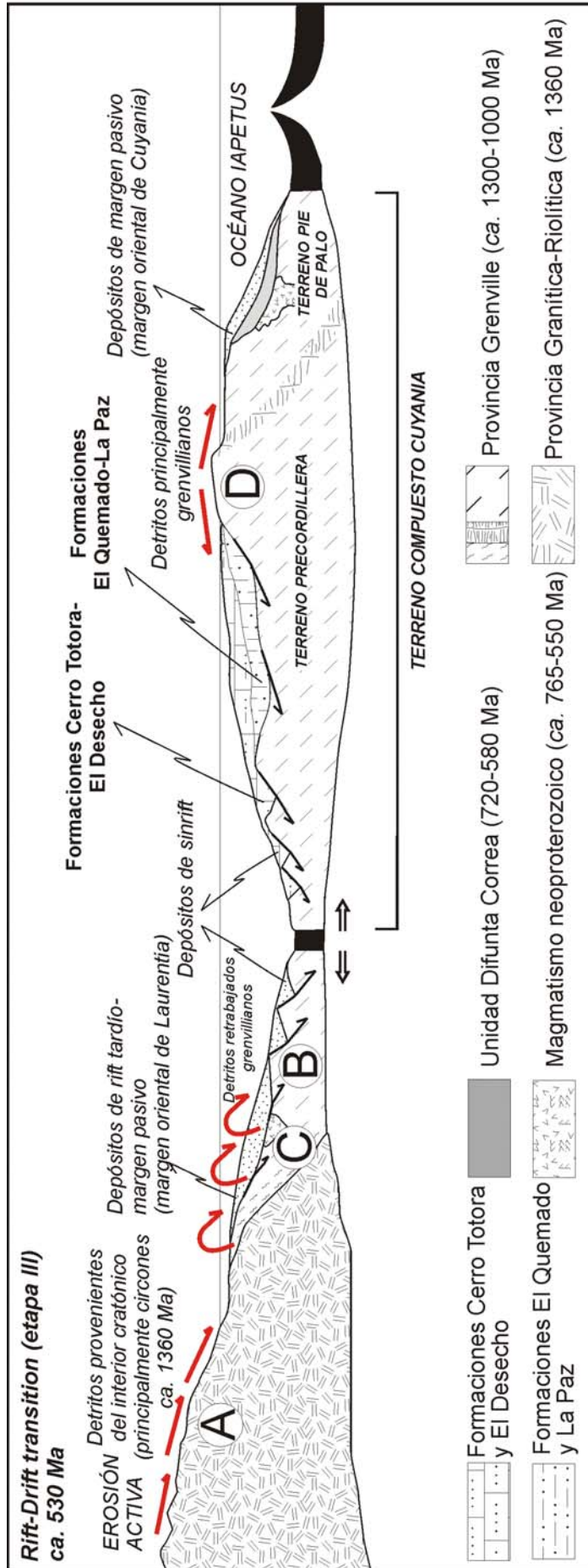
Thomas y Astini (1999) (Figura VI-3). Esta interpretación se apoya en la ausencia de magmatismo intrusivo previo a la sedimentación de la secuencia del Grupo Caucete, al contrario de lo que sucede en el margen lauréntico donde se observa un importante magmatismo alrededor de los 550 Ma (Tollo *et al.*, 2004).

Como ya fuera mencionado, de acuerdo al análisis de procedencia de los circones fueron definidas dos áreas fuente distintivas (Figura VI-3): la región de la Provincia Granítico-Riolítica (circones con edades ca. 1370, 1360 y 1310 Ma) y el basamento grenvilliano (circones de ca. 1220, 1150, 1115, 1070 y 1030 Ma). A su vez, los circones de ca. 550 Ma hallados en la Cuarcita El Quemado sugieren que el área representada por los cuerpos ígneos del Neoproterozoico, aflorantes en el margen lauréntico, también formaron parte de la roca madre de estos sedimentos.

La geometría de la cuenca y la mezcla de detritos, donde el mayor aporte está dado por el sector del continente, son sustentadas por las edades modelo Sm-Nd que arrojaron valores muy jóvenes (entre 1,0 y 1,3 Ga) y con una distribución unimodal típica de mezcla (fuentes del Mesoproterozoico y del Neoproterozoico). Sin embargo no se descarta que parte del basamento grenvilliano del futuro terreno Cuyania haya estado expuesto y sometido a erosión (Figura VI-3).

Por otro lado, se sugiere la generación de un margen pasivo contemporáneo con el Grupo Caucete en el borde oriental del futuro terreno compuesto Cuyania; este probablemente estaría relacionado con los metasedimentitas de bajo grado que aparecen en el borde oriental de la sierra de Pie de Palo y en la Loma de las Chacras. Esta interpretación encuentra sustento en los estudios realizados por Ellis (2005) y McClelland *et al.* (2005) donde presentaron edades U/Pb en circones detríticos en el rango de 1400 - 1000 Ma, compatibles con las edades encontradas en circones del Grupo Caucete y las áreas de procedencia sedimentaria definidas para Laurentia (Figura VI-1).

La etapa III se caracteriza porque la extensión conlleva a la formación incipiente de corteza oceánica, con un volcanismo de ca. 540 – 530 Ma y depósitos de sinrift (Astini *et al.*, 1995) que están relacionados a las Formaciones Cerro Totorá y El Desecho. En este esquema se interpretó que la Formación El Desecho es equivalente en edad y también en su origen con la Formación Cerro Totorá (Figura VI-4). Estas unidades podrían corresponder a dos subcuencas diferentes porque la procedencia no es exactamente igual. La Formación El Desecho presenta circones neoproterozoicos que en la Formación Cerro Totorá están ausentes.



**Figura VI-4.** Sección esquemática de la etapa III, se destaca la formación incipiente de corteza oceánica y los depósitos de sinrift (Astini *et al.*, 1995) relacionados a la Formación Cerro Totora y su correlación con la Formación El Desecho. De acuerdo a las poblaciones de circones detriticos y las edades modelo Sm-Nd se definieron las áreas de aporte sedimentario más importantes: A) Basamento cristalino con predominio de rocas ígneas, plutónicas y volcánicas del Mesoproterozoico; B) Basamento cristalino grenvilliano, compuesto tanto por rocas metamórficas como ígneas; C) Fuente magmática que aporta los circones neoproterozoicos hallados en la Cuarcita El Quemado (ca. 550 Ma) y D) Basamento ígneo-metamórfico descrito en B pero sin rocas intrusivas del evento neoproterozoico.

Se interpretó además que probablemente en esta etapa comience la separación definitiva del terreno compuesto Cuyania del margen lauréntico. Sin embargo, hay que recordar que la Formación El Desecho posee edades U/Pb en circones detríticos (ca. 1600, 1380, 1240, 1120, 1070 y 550 Ma) y edades modelo Sm-Nd (ca. 1,2 Ga) equiparables con las que aparecen en la Cuarcita El Quemado y en la Formación La Paz. Indicando que tanto la configuración de la cuenca como las áreas de procedencia sedimentaria no eran totalmente distintas.

A su vez, la población de circones detríticos con edades de ca. 1380 Ma y los circones de ca. 550 Ma, sugieren que la procedencia desde el margen continental lauréntico todavía era importante. Por consiguiente se interpreta que el terreno aún no estaba desvinculado totalmente de Laurentia. Los circones detríticos analizados por Thomas *et al.* (2004) en la Formación Cerro Totorá definieron poblaciones de ca. 1490-1300 Ma y de ca. 1890-1640 Ma características del interior cratónico que sustentan también esta hipótesis.

La última etapa comienza y está definida por la implantación de un margen pasivo en el sector occidental del terreno compuesto Cuyania. Este estaría conformado por una plataforma carbonática que vincula la unidad superior del Grupo Cauce (Caliza Angacos) y los miembros inferiores de la Formación La Laja (Figura VI-5).

Una de las evidencias más importantes que permiten realizar esta correlación, además de las similitudes litológicas e isotópicas (Sr, C y O), es la distribución de las edades modelo Sm-Nd. Las relaciones isotópicas de Sr (aproximadamente 0,7090) y de C (entre -0,1 y +0,3) encontradas en los carbonatos de la Caliza Angacos serían comparables con la curva de variación secular según Montañés *et al.* (2000) para los ca. 510 Ma (Cámbrico temprano a medio). Además sustentan esta comparación las semejanzas con las relaciones de Sr y de C encontradas en la Formación La Laja por diferentes autores (Sial *et al.*, 2001; Galindo *et al.*, 2004; Naipauer *et al.*, 2005a).

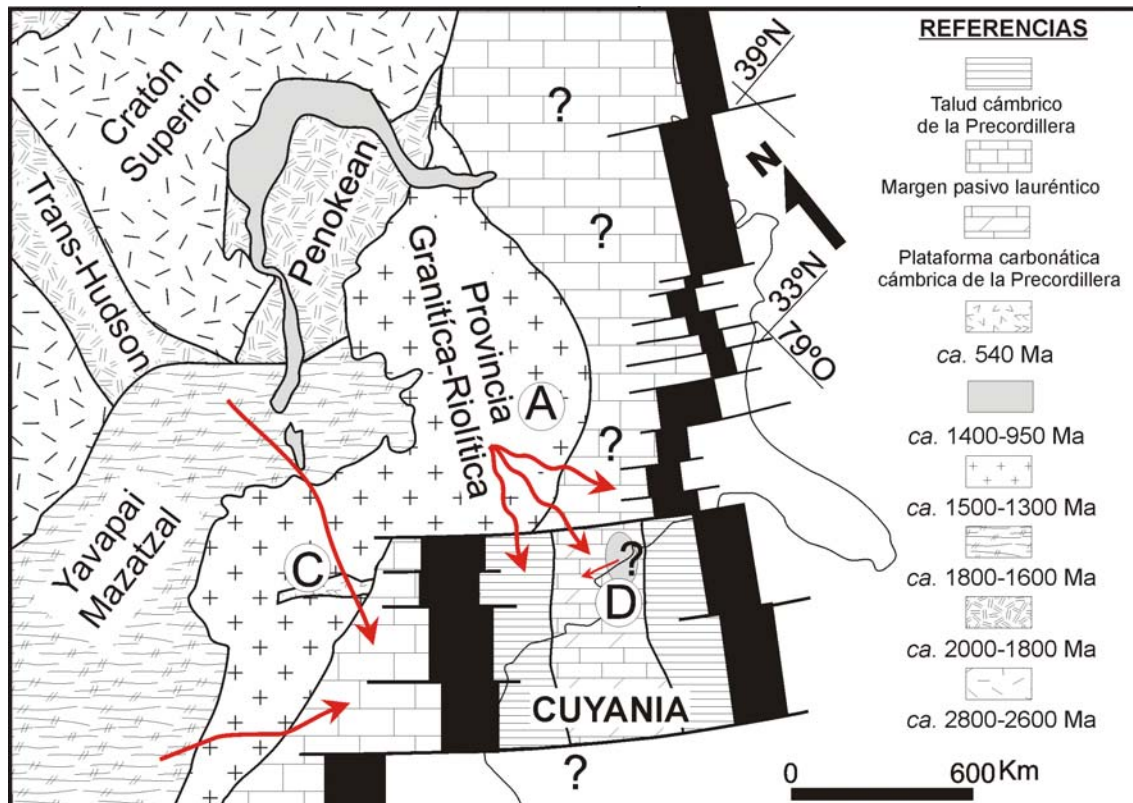
Por otro lado y como se discutió en capítulos precedentes, las rocas analizadas pertenecientes a la Caliza Angacos y las unidades del Cámbrico precordillerano presentan una distribución de las edades modelo Sm-Nd bimodal y equiparable, con un pico entre 1,7 y 1,5 Ga y otro entre 1,4 y 1,2 Ga. Esta distribución de las edades modelo indica una clara diferencia en el área de aporte sedimentario y en la configuración de la cuenca con respecto a las unidades basales del Grupo Cauce (Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho).



La distinción principal observada en este trabajo de investigación es que el área de aporte sometida a erosión de rocas grenvillianas queda extremadamente subordinado; probablemente éste basamento fue solapado por los depósitos de sinrift (Cuarcita El Quemado, Formaciones La Paz y El Desecho) y principalmente por los sedimentos posteriores y de margen pasivo, dejándolo sin áreas expuestas a los procesos sedimentarios (Figura VI-5).

Por otro lado, el análisis de los circones detríticos estudiados en estas unidades permitió interpretar que el borde continental lauréntico, en el sector donde se produjo el rifting de Cuyania, estaba conformado mayormente por la Provincia Granítica-Riolítica, la cual fue el área de aporte principal de las unidades del Cámbrico temprano a medio (Caliza Angacos, Miembro Soldano y Olistolito Los Ratones).

Sin embargo, una población de circones detríticos, separados de un nivel silicoclástico intercalado en la Caliza Angacos arrojó un pico prominente de edades U/Pb ca. 1118 Ma. Esta población estaría indicado que el basamento grenvilliano del terreno compuesto Cuyania, probablemente estuvo parcialmente expuesto en el momento de la depositación de este nivel silicoclástico (Figura VI-6).



**Figura VI-6.** Mapa esquemático del margen sudeste de Laurentia para los ca. 510 Ma mostrando una alternativa posible de interpretación de la procedencia de los circones detríticos de ca. 1360 Ma encontrados en las facies de talud y plataforma carbonática de la Precordillera (modificado de Thomas *et al.*, 2004).

Por último, es importante encontrar una explicación al porqué las unidades estudiadas del Cámbrico temprano a medio del Miembro Soldano (Formación La Laja) y en el Olistolito Los Ratonés, la población de circones detríticos con edades grenvillianas se encuentra muy subordinada, mientras que son muy abundantes los circones con edades cercanas a 1360 Ma. La alternativa contemplada en nuestro modelo (Figuras VI-5 y 6) indica que la procedencia de los circones detríticos con edades ca. 1360 Ma vendría del margen continental lauréntico, específicamente de la provincia Granítico-Riolítica y los circones detríticos llegarían hasta las facies de talud y plataforma carbonática a través de un límite lateral del terreno, conformado posiblemente por la falla transforme de “Alabama-Oklahoma” relacionada a uno de los segmentos de la dorsal oceánica (véase figura VI-6). Mientras que el basamento grenvilliano no habría estado expuesto y no actuó como área de aporte como fue explicado más arriba.

Esto encuentra sustento en las edades encontradas por Thomas *et al.* (2000) en conglomerados alojados en olistolitos, depositados en facies de talud ordovícicas del norte de la Precordillera y que fueron interpretados como facies de sinrift. Estos mismos autores analizaron clástos de basamento con edades U/Pb en circón de  $1367 \pm 5$  y  $1370 \pm 2$  Ma. Muy parecidas a las edades de los circones detríticos separados del Olistolito Los Ratonés y de las areniscas cuarzosas, Miembro Soldano, analizados en este trabajo. A su vez, Thomas *et al.* (2000) sugirieron que posiblemente el vértice noroeste de la Precordillera estuviese formado por una pequeña porción de basamento más antiguo que el grenvilliano, comparable con la provincia Granítico-Riolítica. Sin embargo, cabe destacarse que hasta el momento no existe ningún conocimiento directo de edades con estos valores en el basamento del terreno compuesto Cuyania.

## VII.- CONCLUSIONES

1.- Los estudios de campo, petrográficos y geoquímicos realizados han permitido definir diferentes protolitos sedimentarios y ambientes de depositación para las unidades que componen el Grupo Cauce:

- La Cuarcita El Quemado se separó en dos miembros informales denominados Unidad Verde y Unidad Amarilla con cuarcitas negras intercaladas; se identificó un protolito sedimentario rico en cuarzo pero con contenidos subordinados en feldespato y filosilicatos. Las cuarcitas cuarzo-micáceas del cerro Valdivia fueron comparadas con la Unidad Verde. El ambiente tectónico de depositación fue interpretado como de margen pasivo, pero por las evidencias de aporte de una fuente ígnea de edad próxima a la sedimentación, se interpretó un ambiente de extensión vinculado a la etapa de rifting continental similar al descrito en el borde oriental de Laurentia para los 550 Ma aproximadamente.
- Asociada con la Cuarcita El Quemado fueron agrupadas las filitas cuarzo-micáceas y los esquistos cuarzosos con albita y granate de la Formación La Paz. Los análisis geoquímicos mostraron un alto porcentaje en alúmina y moderado de sílice indicando un protolito sedimentario compuesto por una litología de una granulometría más fina y quizás relacionado con un ambiente más profundo que la Cuarcita El Quemado. Por las características que presenta de interdigitación con esta unidad se interpretó un ambiente tectónico de depositación similar.
- Las variedades litológicas definidas para la Formación El Desecho permitieron definir un protolito sedimentario heterogéneo, compuesto por una secuencia de pelitas, calci-pelitas, más niveles de areniscas carbonáticas y en forma subordinada conglomerados. Se correlacionó en parte a ésta unidad con la Formación Cerro Totora de la Precordillera por lo que se la vincula con un ambiente tectónico relacionado a extensión.
- Para la Caliza Angacos se interpretó un protolito sedimentario más homogéneo, integrado principalmente por calizas y margas. La presencia de ritmitas, compuestas por pares calcita-dolomita, más la intercalación de niveles de areniscas carbonáticas permitió una correlación con los miembros inferiores de la Formación La Laja (Miembros El Estero y Soldano) de edad cámbrica temprana a

media. El ambiente tectónico de depositación para las rocas de la Caliza Angacos pertenecería a un margen pasivo desarrollado sobre el margen occidental del terreno compuesto Cuyania.

**2.-** Por otro lado, se presentaron las primeras edades máximas de depositación para el Grupo Caucete a través del análisis U/Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos. Para la Cuarcita El Quemado y la Formación El Desecho se obtuvo una edad de 550 Ma. Las cuarcitas del cerro Valdivia tendrían una edad máxima de depositación a los ca. 770 Ma.

**3.-** Los estudios isotópicos de Sr, C y O arrojaron para la Caliza Angacos una muy probable edad cámbrica inferior tardía a cámbrica media (ca. 510 Ma). Los carbonatos del cerro Salinas resultarían ligeramente más jóvenes, Cámbrico medio a tardío (ca. 500 Ma), esta edad estaría confirmada por la presencia de estromatolitos comparables con las calizas de la Formación La Flecha aflorante en la Precordillera.

**4.-** El análisis de procedencia basado en la petrografía y el estudio de los minerales pesados, especialmente las poblaciones de circones, permitieron comparar el área fuente de los detritos que componen el Grupo Caucete, los cerros Valdivia y Salinas, y los niveles silicoclásticos del Cámbrico inferior a medio de la Precordillera. Todo ello permitió definir un área fuente dominada por rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas y en menor proporción rocas metamórficas de medio a alto grado.

**5.-** Las imágenes de catodoluminiscencia y las edades U/Pb (LA-ICP-MS) obtenidas sobre los circones detríticos separados de las unidades estudiadas, permitieron interpretar un aporte importante de circones de fuentes de origen plutónico y volcánico, y de edad principalmente mesoproterozoica. Los circones de origen metamórfico arrojaron edades mayormente grenvillianas (Mesoproterozoico) y fueron observados en las Formaciones del Grupo Caucete y en los cerros Valdivia y Salinas. Por otro lado, los circones de origen ígneo presentaron edades mayores a 1300 Ma (ca. 1360 Ma) conformando la población más representativa en las unidades mencionadas. En forma subordinada se reconocieron circones con edades neoproterozoicas y paleoproterozoicas. En las unidades de la Precordillera los circones grenvillianos están en muy baja proporción. La población dominante de estos minerales se caracteriza por ser mayormente de origen ígneo y con edades ca. 1360 Ma.

6.- Se interpretaron cuatro áreas de aporte sedimentario principales, reconocidas a partir del análisis detallado de las poblaciones de circones datadas por U/Pb (LA-ICP-MS), de los estudios petrográficos, de las asociaciones de minerales pesados, del análisis geoquímico y de las edades modelo Sm/Nd, a saber:

- Un basamento cristalino con predominio de rocas ígneas, plutónicas y volcánicas, del Mesoproterozoico temprano, que podría estar relacionado con la Provincia Granítico-Riolítica aflorante en el centro-este de Laurentia con edades similares.
- Un basamento de edad grenvilliana, compuesto por rocas metamórficas de medio a alto grado, y también rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas. Este se vincula principalmente con el basamento del terreno compuesto Cuyania y también podría ser equiparable con la porción sudeste de la Provincia Grenville en Laurentia.
- Una fuente ígnea de edad neoproterozoica y de composición juvenil, a la cual se vinculó con los diferentes pulsos magmáticos registrados en el margen sudeste de Laurentia, producidos por la apertura del océano Iapetus en el supercontinente de Rodinia.
- Finalmente, resta mencionar las posibles áreas de aporte encontradas en los picos subordinados de edad paleoproterozoica; estos corresponden a circones de origen ígneo de ca. 1850 Ma hallados en las metasedimentitas de los cerros Valdivia y Salinas y a circones de origen metamórfico y edad ca. 1600 Ma (Grupo Caucete, cerro Salinas y unidades de la Precordillera). Estas edades también serían compatibles con áreas del sector este de Laurentia, provincias *Yavapai-Mazatzal* (ca. 1600 – 1800 Ma) y *Penokean* (ca. 2000 – 1800 Ma).

7.- Por último, el modelo de evolución tectónica que se interpretó en función del análisis de la procedencia sedimentaria, está de acuerdo con la evolución geodinámica del margen sudeste lauréntico para el Neoproterozoico-Cámbrico. El mismo se caracterizó por el desarrollo de ambientes extensionales vinculados con la ruptura del supercontinente de Rodinia y más tarde con la separación de distintos terrenos. El análisis sobre el Grupo Caucete evidenció que estas rocas podrían haber formado parte del margen neoproterozoico-cámbrico de Laurentia; las rocas de la Cuarcita El Quemado y las Formaciones La Paz y El Desecho estuvieron relacionadas con las

unidades basales del rifting que produjo la separación del terreno compuesto Cuyania. Mientras que la Caliza Angacos, junto con las calizas de los miembros inferiores de la Formación La Laja, habrían formado parte del margen pasivo occidental del terreno compuesto Cuyania en la etapa posterior al punto de *rift-drift transition*. Sin embargo de acuerdo a los estudios realizados, estas unidades presentan una posible vinculación con áreas de procedencia laurénticas evidenciando una conexión con este margen por lo menos hasta los 510 Ma.

## **VIII.- AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer muy especialmente a mis Directores, Carlos Cingolani y Graciela Vujovich, quienes me enseñaron e incentivaron constantemente a conocer el mundo de las ciencias geológicas. Además de haberme apoyado y guiado siempre en las elecciones de los caminos que condujeron a este trabajo final.

A mi familia (padres, hermanos, abuelos y tíos) por el apoyo recibido en todas las decisiones de vida, en la carrera de grado y en esta última de postgrado. A su vez, agradecer de corazón, el aguante y comprensión que tuvo a través de toda esta etapa Delia, quien supo acompañar y entender con su amor cada instante de mi profesión.

A todo el grupo del Laboratorio de Tectónica Andina de la Universidad de Buenos Aires (UBA) por haberme recibido desde el primer día en que fui a ver a Graciela y que desde entonces me apoyaron incondicionalmente durante todo mi trabajo Doctoral. Especial agradecimiento a Víctor Ramos por las innumerables lecturas críticas de mis escritos y por las enseñanzas brindadas durante las materias que cursé con él. A Daniel "Tito-Administrador" Pérez por la incesante ayuda cedida durante todos estos años; además agradecer a Silvia Barredo, Daniel Yaguspki, Víctor García, Diego Winocour y demás integrantes del laboratorio por permitir y mejorar mi trabajo de tesis. Asimismo reconocer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultada de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) por brindarme un espacio para desarrollarme sin limitaciones.

Quiero dedicar este esfuerzo realizado a los Profesores Ricardo Varela, Ana María Sato y Pablo González por haberme iniciado en la Geología Regional Argentina durante mi curso de grado y además destacar lo valioso que fueron las discusiones generadas durante estos últimos años, donde compartimos como docentes la materia Geología Argentina en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP).

Un agradecimiento muy especial a todos los investigadores y profesores del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la UNLP porque siempre tuvieron las puertas abiertas del Instituto, tanto durante la carrera de licenciatura como en esta etapa de postgrado. A su vez, agradecer también al personal administrativo y técnico del CIG, especialmente a Claudia Pereyra por el enorme esfuerzo realizado por ella durante las etapas de molienda de rocas y separación de minerales pesados. A Mario Campaña por la confección de muchos de los gráficos que figuran en el trabajo de tesis.

A Cees van Staal del Servicio Geológico de Canadá por los varios viajes compartidos junto a Graciela en la sierra de Pie de Palo y en los cuales aprendí mucho sobre mapeo de detalle en basamento. A Bill McClelland por el invaluable apoyo en el

campo y especialmente con las dataciones U/Pb realizadas en la Universidad del Estado de Washington y en la Universidad de Idaho, EEUU.

A Farid Chemale Jr., Koji Kawashita y a todos los integrantes del Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Río Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, por el apoyo brindado en las distintas estadías pasadas y por los análisis de Sr y Sm/Nd llevados a cabo allí.

La Agencia de Promoción Científica y Técnica a través del Proyecto PICT 07-10829 y el CONICET financiaron la mayor parte de las tareas de campo, de laboratorio y viajes a congresos y al exterior.

La Fundación YPF permitió mi subsistencia en los últimos 6 años mediante una beca de grado y posteriormente con otra beca para realizar el doctorado en la Universidad Nacional de La Plata.

Finalmente agradezco a todas esas personas, que de una forma u otra, me ayudaron a sobrellevar este trabajo tan importante para mi y el cual difícilmente me olvidaré. Entre ellos a mis amigos: Pablo, Leo M. y Leo B. A Luca, Ricardo y Diego, Jimi, Bob, Keith y Mick quienes me acompañaron con su música en todo momento.

## IX.- BIBLIOGRAFÍA

- Abbruzzi, J. M., Kay, S. M. y Bickford, M. E., 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 331-339, Mendoza.
- Abbruzzi, J. M., 1994. The chemistry, Pb isotopic signature, and age of the Central Andean Precordillera Basement: implications for "flat-slab" volcanic rocks and Laurentia-Gondwana connections. Bachelor Thesis, Cornell University, 113 p. (inédito), Cornell.
- Aceñolaza, F. G., 1969. Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I: 1-13, Mendoza.
- Aceñolaza, F. G. y Miller, H., 1982. Early Palaeozoic orogeny in southern South America. *Precambrian Research*, 17: 133-146.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. V Congreso Geológico Chileno, Actas I, A55-A67.
- Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J., 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America a discussion. *Tectonophysics*, 354: 121-137.
- Adams, Ch., Miller, H. y Toselli, A. J., 2006. Maximum age and provenance area of the Puncoviscana Fm. sediments (NW Argentina) based on detrital zircons geochronology-a pilot study. XI Congreso Geológico Chileno, Actas II: 11-14, Antofagasta, Chile.
- Alascio, B. V., 1941. Observaciones geológicas en el cerro Valdivia. *Boletín de Informaciones Petroleras*: 12-37. Buenos Aires.
- Alonso, J. L., Rodríguez-Fernández, L. R., García-Sanseguendo, J., Heredia, N., Farias, P. y Gallastegui, J., 2005. Gondwanic and Andean structure in the Argentine central Precordillera: The Río San Juan section revisited. VI International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 36-39, Barcelona.
- Amos, A. J., 1954. Estructuras de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9: 5-38.
- Andersen, T., 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216: 249-270.
- Astini, R. A., 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico Medio en la Precordillera del oeste argentino-evidencias estratigráficas-. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 509-526, Buenos Aires.
- Astini R. A., 2003. The Ordovician Proto-Andean basin. En: Benedetto, J L. (Ed.): *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 1-74, Córdoba.

- Astini, R. A. y Benedetto, J. L., 1993. Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a rifted, drifted and collided terrane. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 25: A232.
- Astini, R. y E. Vaccari, 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (2): 97-106, Buenos Aires.
- Astini, R. A., Benedetto, J. L. y Vaccari, N. E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America, Bulletin, 107: 235-273.
- Astini, R. A., Ramos, V. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E. y Cañas, F. L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V: 293-324, Buenos Aires.
- Astini, R. A., Dávila, F., López Gamundi, O., Gómez, F., Collo, G., Ezpeleta, M., Martina, F. y Ortiz, A., 2005. Cuencas de la región precordillerana. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: "Ampliando las fronteras". En: Chebli, G. A., Cortiñas, J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. y Vallejo, E. L. (Eds.), Simposio: Frontera exploratoria de la Argentina: 115-145.
- Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of ordovician turbidites in the Argentine Puna. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, London, Special Publication 142, 127-142.
- Baldis, B. A., 1975. El Devónico Inferior en la Precordillera central. Parte I: estratigrafía. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 53-83.
- Baldis, B. A. y Cheblis, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 47-66, Mendoza.
- Baldis, B. A. y Bordonaro, O., 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 385-397, San Luis.
- Baldis, B. y Bordonaro, O., 1984. Cámbrico y Ordovícico en la Sierra Chica de Zonda y Cerro Pedernal, provincia de San Juan, génesis del margen continental en la Precordillera. IX Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 190-207, San Carlos de Bariloche.
- Baldis, B. A., Bordonaro, O. L., Beresi, M. S., y Uliarte, E., 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 419-434, San Luis.
- Baldis, B. A., Beresi, M. S., Bordonaro, O. L. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas IV: 399-445.
- Baldis, B., Peralta, S. y Villegas, R., 1989. Esquematisaciones de una posible transcurrancia del terrane de Precordillera como fragmento continental procedente de áreas pampeano-bonaerense. Instituto Superior de Correlación Geológica, 5: 81-100, Tucumán.

- Baldo, E., Casquet C. y Galindo, C., 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). *Geogaceta* 24: 39–42.
- Baldo, E., Dahlquist, J., Rapela, C. W., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Galindo, C. y Fanning, C. M., 2005. Early Ordovician peraluminous magmatism in the Sierra de Pie de Palo, (Western Sierras Pampeanas): geotectonic implications. En: Pankhurst, R. J. y Veiga, G. D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p. 57.
- Baldo, E., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Galindo, C., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Dahlquist, J. y Murra, J., 2006. Neoproterozoic A-type magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): evidence for Rodinia break-up along a proto-lapetus rift? *Terra Nova*, 18: 388-394.
- Banchig, A. L. y Milana, J. P., 1994. Reinterpretación de los depósitos clásticos de la plataforma cámbrica (Precordillera de San Juan), e implicancia tectonosedimentaria regional. V Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas*: 295-300, Tucumán.
- Barnes, M. A., Anthony, E. Y., Williams, I. y Asquith, G. B., 2002. Architecture of a 1.38-1.34 Ga granite-rhyolite complex as revealed by geochronology and isotopic and elemental geochemistry of subsurface samples from west Texas, USA. *Precambrian Research*, 119: 9-43.
- Basei, M., Ramos, V. A., Vujovich, G. I. y Poma, S., 1998. El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza: Nuevos datos geocronológicos e isotópicos. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, *Actas II*: 412-417, Buenos Aires.
- Bastías, H., Baraldo J. y Pina, L., 1984. Afloramientos calcáreos en el borde oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 153-155, Buenos Aires.
- Bateman, R. M. y Catt, J. A., 1985. Modification of heavy mineral assemblages in English coversands by acid pedochemical weathering. *Catena*, 12: 1-21.
- Bhatia M. R. y Crook, K. A. W., 1986. Trace elements characteristics of greywacke and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Benedetto, J. L., 1998. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean Margin. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publication 142: 57-83.
- Benedetto, J. L., 2004. The allochthony of the Argentine Precordillera ten years later (1993-2003): a new paleobiogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research*, 7: 1027-1039.
- Bickford, M. E., Soegaard, K., Nielsen, K. C. y McLelland, J. M., 2000. Geology and geochronology of Grenville-age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area,

- west Texas: Implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville. Geological Society of America, Bulletin, 112 (7): 1134-1148.
- Blasco, G. y Ramos, V., 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca, Provincia de San Juan. Ameghiniana, 13 (3-4): 312-329.
- Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 17: 203-261, Córdoba.
- Bond, G. C., Nickelson, P. A. y Kominz, M. A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma y 55 Ma: new evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, 70: 325-345.
- Bordonaro, O., 1980. El Cámbrico de la quebrada de Zonda. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1-2): 26-40.
- Bordonaro, O., 1990. El sistema Cámbrico de la Provincia de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino: 18-31, San Juan.
- Bordonaro, O., 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 189-204, Buenos Aires.
- Bordonaro, O., 2003. Evolución paleoambiental y paleogeográfica de la cuenca cámbrica de la Precordillera Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (3): 329-346.
- Bordonaro, O. y Banchig, A., 1996. Estratigrafía de los olistolitos cámbricos de la Precordillera Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 471-479, Buenos Aires.
- Bordonaro, O., Aceñolaza G. y Pereyra, M. E., 1992. Primeras trazas fósiles de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Ciencias 1(1): 7-14, San Juan.
- Bordonaro, O., M. Keller y O. Lehnner, 1996. El Ordovícico de Ponón Trehue en la provincia de Mendoza (Argentina): redefiniciones estratigráficas. XIII Congreso geológico Argentino, Actas 2: 541-550, Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1962. Caliza La Laja (Cámbrico Medio de San Juan). Notas. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 2: 3-8, La Plata, Argentina.
- Borrello, A. V., 1963. *Fremontella inopinata* n. sp. del Cámbrico de la Argentina. Ameghiniana, v3: 51-55..
- Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-136, Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1971. The Cambrian of the South America. In: Holland, C. H. (Ed.), Cambrian of the New World. Lower Paleozoic rocks of the world 1, Wiley Interscience, New York, p: 1-188.
- Braccini, O. I., 1949. El perfil de Tambolar (provincia de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4 (3): 165-179.

- Buggisch, W., Keller M. y Lehnert, O., 2003. Carbon isotope record of Late Cambrian to Early Ordovician carbonates of the Argentine Precordillera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195: 357-372.
- Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson H. F. y Otto, J. B., 1982. Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516–519.
- Burmeister, H., 1876. *Description physique de la République Argentine, d'après des observations personnelles et étrangères*. F. Sav y I: 1-395, París.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Turner, J. C. M. (Ed.), *II Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 224–291, Córdoba.
- Cardó, R., 1978. Estudio geológico de la Quebrada Grande del Molle, sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 49 p. (inédito), San Juan.
- Carrigan, C. W., Miller, C. F., Fullagar, P. D., Bream, B. R., Hatcher Jr., R. D. y Coath C. D., 2003. Ion microprobe age and geochemistry of southern appalachian basement, with implications for Proterozoic and Paleozoic reconstructions. *Precambrian Research*, 120: 1-36.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Galindo, C., Fanning, C. M. y Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrene in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology*, 29 (8): 703-706.
- Casquet, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Galindo, C., Baldo, E., Gonzalez-Casado, J. M., Dahlquist, J. M. y Saavedra, J., 2005. The Maz suspect terrane: a new Proterozoic domain in the Western Sierras Pampeanas. En: Pankhurst, R. J. y Veiga, G. D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p. 91.
- Castro de Machuca, B., 1984. Geología del Extremo Sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 187 p. (inédito), San Juan.
- Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Pontoriero, S., Meissl S., y Beresi M. S., 2002. Geología del cerro Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas I: 129-135, El Calafate.
- Cawood, P. A. y Nemchin, A. A., 2001. Paleogeographic development of the Laurentian margin: constraints from U-Pb dating of detrital zircons in the Newfoundland Appalachians. *Geological Society of America, Bulletin*, 113: 1234-1246.
- Cawood, P. A., McCausland, P. J. A. y Dunning, G. R., 2002. Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America, Bulletin*, 113 (4): 443-453.

- Cingolani, C. A., y Varela, R., 1976. Investigaciones, geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector de Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. VI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 457-473, Bahía Blanca.
- Cingolani, C. A., Llambías, E. J., Basei, M. A. S., Varela, R., Chemale Jr., F. y Abre, P., 2005. Grenvillian and Famatinian-age igneous events in the San Rafael Block, Mendoza province, Argentine: geochemical and isotopic constraints. En: Pankhurst, R. J. y Veiga, G. D. (Eds.), Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p.250.
- Chang, Z., Vervoort, J. D., McClelland, W. C., y Knaack, C., 2004. U-Pb dating of zircons with LA-ICP-MS. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 36, p.35.
- Cominguez, A. H. y Ramos, V. A., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sísmica de reflexión profunda. Revista Geológica Chilena, 18 (1): 3-14.
- Cordani, U. G. y Sato K., 2000. Crustal evolution of the South America Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. Episodes, 22 (3): 167-173.
- Cordani, U. G., D'Agrella-Filho, M. S., Brito Neves, B. B. y Trindade, I. F., 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. Terra Nova, 15 (5): 350-359.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., and Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. En: Hanchar, J.M., y Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 468-500.
- Cristallini, E. O., y Ramos, V. A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). Tectonophysics, 317, 205-235.
- Cuerda, A. J., 1969. Sobre la graptofauna del Silúrico de San Juan. Ameghiniana, 4 (3): 223-235.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A. y Varela, R., 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Ameghiniana, 20: 239-260.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Schauer, O. y Varela, R., 1985. El Ordovícico de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. IV Congreso Geológico Chileno, Actas I: 109-132.
- Cullers, R. L., Barrett, T., Carlson, R. y Robinson, B., 1987. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. Chemical Geology, 63: 275-297.
- Cullers, R. L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. Lithos, 51: 181-203.
- Dalla Salda, L. y Rapela C., 1972. El origen de las anfibolitas del cerro Valdivia. V Congreso Geológico Argentino, Actas I: 111-121, Villa Carlos Paz.

- Dalla Salda, L. y Varela, R., 1982. La estructura del tercio de la sierra de Pie de Palo, San Juan. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I: 451-468, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y Varela, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 68-93.
- Dalla Salda, L., C.A. Cingolani y R. Varela, 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: results of Laurentia – Gondwana collision?. *Geology*, 20: 617-621.
- Dalla Salda, L., Toselli, A., Caminos, R. y Gardini, C., 1999. Proterozoico y Paleozoico Inferior de las Sierras Pampeanas Occidentales. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 159-161, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. A., 2005. El orógeno Famatiniano-Apalachiano. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 89-94, La Plata.
- Dalziel, I. W. D., 1993. Tectonic tracers and the origin of the proto-Andean margin. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 367-374. Mendoza.
- Dalziel, I. W. D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America, Bulletin*, 106: 243-252.
- Denison, R. E., Koepnick, R. B., Burke W. H. y Hetherington, E. A., 1998. Construction of the Cambrian and Ordovician seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve. *Chemical Geology*, 152: 325-340.
- DePaolo, D. J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo, D. J., Linn, A. M. y Schubert, G., 1991. The continental crustal age distribution; methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the South-western United State. *Journal of Geophysical Research*, B96: 2071-2088.
- Derry, L. A., Brasier, M. D. Corfield, R. M. Rozanov A. Y. y Zhuravlev, A. Y., 1994. Sr and C isotopes in lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during the "Cambrian explosion". *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 671-681.
- Dickinson, W. R., Beard, S., Brakenbridge, F., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F. y Ryberg, P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin*, 64: 233-235.
- Dingle, R. V. y Lavelle, M., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141: 215-232.
- Dryden, A. L. y Dryden C., 1946. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 16: 91-96.

- Ellis, J., 2005. LA-ICP-MS and SHRIMP-RG detrital zircon geochronology from within the Cuyania Suture Zone of Western Argentina; evidence for a Gondwanan or peri-Gondwanan affinity for metamorphic rocks east of the Precordillera. MS Thesis, University of Idaho, p.1-78 (inédito).
- Escayola, M. P., Pimentel, M. M. y Armstrong, R., 2005. A Neoproterozoic back-arc basin: SHRIMP U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. En Pankhurst, R. J. y Veiga, G. D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p.147.
- Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Baldo, E. G., Casquet, C. y Galindo, C., 2004. K-bentonites in the Argentine Precordillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian Arc. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 747-456.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. y Young, G. M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Fedo, C. M., Sircombe, K. N. y Rainbird, R. H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. En: Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 277-303.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S. y Aceñolaza, G., 2003. Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 349-359.
- Finney, S., Peralta, S., Gehrels, G. y Marsaglia, K., 2005. The Early Paleozoic history of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from Middle Cambrian sandstones. *Geológica Acta*, 3: 339-354.
- Floyd, P. A. y Leveridge, B. E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society, London*, 144: 531-542.
- Fluegel, E., 2004. *Microfacies of carbonates rocks, analysis, interpretation and application*. Springer, 361 p.
- Furque, G., 1972. Descripción Geológica de la hoja 16b, Cerro La Bolsa, Provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 125:1-69.
- Furque, G. y Cuerda, A. J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Tomo 1: 455-522, Córdoba.
- Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R. J., Baldo, E. y Saavedra J., 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research*, 131: 55-71.

- Gardini, C. y Dalla Salda, L., 1997. El complejo metamórfico de la sierra de El Gigante, San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 132-142.
- Geraldes, M. C., Van Schmus, W. R., Condie, K. C., Bell, S., Teixeira, W. y Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of SW part of the Amazonian craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*, 111: 91-128.
- González, P. D., Varela, R. y Vlach, S. R. F., 2005. Eclogite to HP-granulite facies metamorphism in mafic rocks at Sierra de Umango, Argentina: relics of subducted ophiolite complex in western Gondwana?. En: Pankhurst, R. J. y Veiga, G. D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p.178.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.
- Gómez, F. J., Foglia, D. R. y Astini, R. A., 2002. Litofacies del perfil tipo de la Formación La Laja y su transición con la Formación La Flecha, Precordillera Oriental de San Juan. IX Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas*: 25.
- Gómez, F. J. y Astini, R. A., 2005. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de la Formación La Laja (Cámbrico), Quebrada La Laja, Sierra Chica de Zonda, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 33 (1): 19-46.
- Groeber, P., 1948. Geología de la Provincia de San Juan: Datos Geológicos. *Anales Ministerio de Agricultura, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales* 9: 27-42, Buenos Aires.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. y Korotev, R. L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469-2482.
- Haller, M. A. y Ramos, V. A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoicas) de las provincias de San Juan y Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino, *Actas* II: 66-83, San Carlos de Bariloche.
- Harrington, H. J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c Ramblón, provincias de Mendoza y San Juan, Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 114: 1-81, Buenos Aires.
- Heim, A., 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7 (1): 11-70.
- Hoffman, P. F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1409-1412.
- Horn, I., Rudnick, R. L. y McDonough, W. F., 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 164: 281-301.
- Huff, M. A., Bergstrom, S. M., Kolata, D. R., Cingolani, C. A. y Astini, R. A., 1998. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. En:

- Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, London, Special Publications 142: 107-126.
- Jacobsen, S. B. y Kaufman, A. J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-57.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. y Parkinson, D. N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 351-378.
- Kaufman, A.J. y Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73: 27-49.
- Kay, S. M., Ramos, V. A. y Kay R., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en al Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 48-65, San Carlos de Bariloche.
- Kay, S. M., Orrell, S. y Abbruzzi, J. M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordilleran terrane in Argentina. *Journal of Geology*, 104: 637-648.
- Keller, M., Cañas, F., Lenhert, O. y Vaccari, N. E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. *Newletters in Stratigraphy*, 31: 115-132.
- Keller, M., 1999. Argentine Precordillera: Sedimentary and Plate Tectonic History of a Laurentian Crustal Fragment in South America. Geological Society of America, Special Paper 341: 131 p.
- Keller, M., Buggisch, W. y Lehnert, O., 1998. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonic background. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, London, Special Publications 142, 35-56.
- Kilmurray, J. O. y Dalla Salda, L., 1971. Las fases de deformación y metamorfismo en el área del cerro Valdivia, provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 25-39.
- Kittl, E., 1951. Estudio geológico de la sierra de Pie de Palo. *Revista Facultad Ingeniería y Química de Santa Fé*, 20, Santa Fé.
- Kosler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M. y Pedersen, R. B., 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, 182: 605-618.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Kury, W., 1993. Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 321-328., Mendoza.

- Leal, P. R., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Miró, R. C. y Ramos, V. A., 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 593-607.
- Leveratto, M. A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullúm-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31: 53-58.
- Linares, E., Panarello, H. O., Valencio, S. A. y García, C. M., 1982. Isótopos de carbono y oxígeno y el origen de las calizas de la sierras Chica e Zonda y de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (1): 80-90.
- Llano, J. A., Esparza, A. M., Rossa, N. y Vaca, A., 1984. Geología y petrografía del cerro Salinas, provincia de San Juan. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I: 298-309, San Carlos de Bariloche.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. y Grauert, B., 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la Sierra de Cachi (provincia de Salta, Argentina). En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*, Serie de Correlación Geológica, 4: 199-208, Tucumán.
- Loske, W. P., 1992. Sedimentologie, herkunft und geotektonische entwicklung paläozoischer gesteine der präkordillere west-Argentiniens. *Münchener Geologische, Hefte*, 7: 1-155.
- Loske, W. P., 1994. The west-Argentine Precordillera: A Paleozoic back arc basin. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 145: 379-391.
- Ludwig, K. R., 1999. Isoplot/EX version 2.10: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 1: 1-49.
- Mange, M. A. y Maurer, H. F. W., 1992. *Heavy minerals in Colour*. Chapman and Hall, London.
- Martina, F., Astini, R. A., Thomas, B. P. y Thomas, W. A., 2005. Granitos grenvillianos milonitizados en la faja de deformación de Jagüé, noroeste de La Rioja. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 591-594, La Plata.
- Mauri, E. T., 1943. Observaciones Geológicas en los alrededores de Retamito, San Juan. Tesis Doctoral 43, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inérito).
- McClelland, W. C., Ellis, J. R., Roeske, S. M., Mulcahy, S. R., Vujovich, G. I. and Naipauer, M., 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and the Gondwana margin, Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwest Argentina. En: Pankhurst, R. J. y Veiga, G. D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p.250.
- McDonough, M. R., Ramos, V. G., Isachsen, C. E., Bowring, S. A. y Vujovich, G. I., 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del

- supercontinente proterozoico de Rodinia. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 340-342, Mendoza.
- McLelland, J., Daly, J. S. y McLelland, J. M., 1996. The Grenville Orogenic Cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. *Tectonophysics*, 265: 1-28.
- McLelland, J., Hamilton, M., Selleck, B., McLelland, J., Walker, D. y Orrell, S., 2001. Zircon U-Pb geochronology of the Ottawa Orogeny, Adirondack Highlands, New York: regional and tectonic implications. *Precambrian Research*, 109: 39-72.
- McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process. En: Lipin, B. R. y McKay, G. A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 21: 169-200.
- McLennan, S. M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2: 2000GC000109.
- McLennan, S. M. y Taylor, S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*: 99: 1-21.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T. y Maynard, J. B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K. y Hanson, G. N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. En: Johnsson, M. J. y Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*, Geological Society of America, *Special Papers* 285: 21-40.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M. Fallick A.E. y Gjelle, S., 2001. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides. *Precambrian Research*, 108: 267-292.
- Melchor, R. N., Tickyj, H. y Dimieri, L. V., 1999. Estratigrafía, sedimentología y estructura de las calizas de la Formación San Jorge (Cámbrico – Ordovícico), oeste de La Pampa. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 389-392, Salta.
- Minera TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería de San Juan, 275 p. (informe inédito).
- Montañez, I. P., Banner, J. L., Osleger, D. A., Borg, L. E., y Bosserman, P. J., 1996. Integrated Sr isotope stratigraphy and relative sea-level history in Middle Cambrian platform carbonates. *Geology*, 24: 917-920.
- Montañez, I. P., Osleger, D. A., Banner, J. L., Mack, L. E. y Musgrove, M. L., 2000. Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian oceans. *Geological Society of America, Today*, 10: 1-7.
- Mosher, S., 1998. Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt. *Geological Society of America, Bulletin*, 110: 1357-1375.

- Morton, A. C., 1979. Surface textures of heavy mineral grains from the Palaeocene of the central North Sea. *Scottish Journal of Geology*, 15: 293-300.
- Morton, A. C., 1987. Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Forties sandstone, Palaeocene, central North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 1027-1032.
- Morton, A. C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance studies. En: Morton, A. C., Todd, S. P. y Haughton, P. D. W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society, London, Special Publication 57: 31-45.
- Morton, A. C. y Hallsworth, C. R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Mpodosis, C. y Ramos, V. A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T. y Reinemud, J. A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Earth Sciences Series, 11: 59-90.
- Naipauer, M., Cingolani, C. A., Valencio, S., Chemale Jr., F. y Vujovich, G. I., 2005a. Estudios isotópicos en carbonatos marinos del terreno Precordillera-Cuyania: ¿plataforma común en el Neoproterozoico-Paleozoico Inferior? *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12: 89-108.
- Naipauer, M., McClelland, W. C., Vujovich, G. I., Cingolani, C. A. y Ellis, E. R., 2005b. U/Pb and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages on detrital zircons from El Quemado Quartzite (Caucete Group), Sierra de Pie de Palo, San Juan province. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 19-26, La Plata.
- Naipauer, M., Gaucher, C. and Cingolani, C., 2005c. Limestone-dolostone rhythmites in the Caucete Group, sierra de Pie de Palo, Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p. 269.
- Nesbitt, H. W. y Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H. W. y Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on the thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 48: 1523-1534.
- Ortega, G. C., Brussa, E. y Astini, R. A., 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica (Precordillera de San Juan, Argentina). *Ameghiniana* 28: 163-178.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 59-74, San Luis.
- Paces, J. B., and Miller, J. D., 1993. Precise U-Pb ages of the Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift system. *Journal of Geophysical Research*, 98B: 13997-14013.

- Padula, E., Rolleri, E., Mingramm, A. R., Criado Roqué, P., Flores, A. M. y Baldis, B. A., 1967. Devonian of Argentina. International Symposium on the Devonian System, Proceeding, 2: 165-199.
- Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publication 142: 1-9.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C. M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publications 142, 343-367.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews*, 76 (3-4): 235-257.
- Passchier, C. W. y Trouw, T. R. A., 2005. *Microtectonics*. Springer, 353 p. (Segunda Edición).
- Peralta, S., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marino-clásticos eopaleozoicos de la Precordillera oriental de San Juan. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 128-137, Mendoza.
- Pereyra, B. R., 1987. Niveles carbonosos-psamíticos en el Cerro de Zonda, provincia de San Juan. X Congreso Geológico Argentino, Actas III: 61-64, Tucumán.
- Podlaha, O. G., Mutterlose, J. y Veizer, J., 1998. Preservation of the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in belemnite rostra from the Jurassic/early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, 298: 324-347.
- Popp, B.N., Anderson, T.F. y Sandberg, P.A., 1986. Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1262-1269.
- Porcher, C. C., Fernandes, L. A. D. y Vujovich, G. I., 2005. Isotopic constraints for continental accretion in the NW Sierras Pampeanas of Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, p. 295.
- Poulsen, V., 1958. Contributions to the Middle Cambrian paleontology and stratigraphy of Argentina. *Mathematisk-fysiske meddelelser (K. Danskevidenskabernes selskab)*, 31: 1-23.
- Pupin, J. P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 207-220.
- Pupin, J. P. y Turco, G., 1972. Une typologie originale du circón accessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 95: 348-359.
- Ramos, A. M., Valencio, S. A., Panarello, H. O., Armella, C. y Cabaleri, N. G., 1999. Isotope and trace element evidences of postdepositional changes in carbonates of La Flecha

- Formation, San Juan, Argentina. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 437-440.
- Ramos, V. A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. IX congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortes, J. M., y Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes, *Tectonics*, 5: 855-880.
- Ramos, V. A., 1988. Tectonic of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of the southern South American. *Episodes*, 12: 168-174.
- Ramos, V. A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6: 24-29.
- Ramos, V. A., 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 2002. Evolución Tectónica. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Relatorio: 365-387, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7: 1009-1026.
- Ramos, V. A. y Vujovich, G. I., 1993. Alternativas de la evolución del borde occidental de América del Sur durante el Proterozoico. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23 (3): 194-200.
- Ramos, V. A. y Basei, M., 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. En: Bradshaw, J. D. y Weaver, S. D. (Eds.), *Terrane Dynamics-97*, International Conference on Terrane Geology, Conference Abstracts: 140-143, Christchurch.
- Ramos, V. y G. Vujovich, 2000. Hoja Geológica 3169-VI, San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 243: 1-82, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, C., Mpodozis, S., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Ramos, V. A., Vujovich, G. I., Kay, S. M., y McDonough, M. R., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: Pie de Palo un sistema de acreción arcos islándicos. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 343-357, Mendoza.
- Ramos, V.; Vujovich, G. y Dallmeyer, D., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la sierra de Pie de Palo (San Juan): Edad e implicancias tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas V: 377-391, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, D. y Vujovich, G., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, Central Argentina. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publication 142: 143-158.

- Rapalini, A. E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest proterozoic to the Late Paleozoic: some palaeomagnetic constraints. En: Vaughan, A. P., Leat, P. T. y Pankhurst, R. J. (Eds.), *Terrane Processes at the margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 246: 305-328.
- Rapalini, A. E. y Astini, R. A., 1998. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 155: 1-14.
- Rapalini, A. E. y Cingolani, C. A., 2004. First late Ordovician paleomagnetic for the Cuyania (Precordillera) terrane of western Argentina: a microcontinent or a Laurentian plateau? *Gondwana Research*, 7: 1089-1104.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C. M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.), *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 142: 181-217.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Galindo, C. y Baldo, E., 2005. Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta*, 38: 227-230.
- Roback, R. C., 1996. Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the southern Grenville Orogen, Llano uplift, central Texas. *Tectonophysics*, 265: 29-52.
- Roser, B. P. y Korsh, R. J., 1986. Determination of tectonic setting sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94 (5): 635-650.
- Rusconi, C., 1958. Trilobitas olénidos de Mendoza y de otras regiones del mundo. *Museo de Historia Natural de Mendoza, Revista*, 12:109-134.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves D. I., McNaughton, N. J. y Fletcher, I. R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488.
- Santos, J. O. S., Easton, R. M., Potter, P. E., Rizzotto, G. A., Hartmann, L. A. y McNaughton, N. J., 2002. The Sunsás orogen in western Amazon craton, South America and correlation with the Grenville orogen of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. *Denver Annual Meeting*, p. N° 122-8.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. A., Dietsch, C., Potter, P. E. y Easton, R. M., 2004. First inventory of Grenvillian rocks in South America. *Denver Annual Meeting*, p. N° 197-12.
- Sato, A. M., Tickyj, H., Llambías, E. J. y Sato, K., 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal South American Earth Sciences*, 13: 587-610.
- Sato, A. M., Tickyj, H., Llambías, E. J., Basei, M. A. S. y González, P. D., 2004. Las Matras Block, Central Argentina (37°S-67°W): the Southernmost Cuyania Terrane and its relationship with the Famatinian Orogeny. *Gondwana Research*, 7: 1077-1087.

- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. A., McNaughton, N. J., Matos, R., Hartmann, L. A., Potter, P. E., y Fletcher, I. R., 2006. The four main orogenies within the autochthonous Mesoproterozoic Sunsás Province in southwest Amazon craton, South America. XVII Congreso Geológico Boliviano, Memorias: 1-4.
- Scanavino, R. A. y Guichon, M. E., 1973. Extensión de la estructura protoídica al área del cerro Salinas, Departamento Las Heras, Mendoza. V Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 235-247, Buenos Aires.
- Schiller, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales VII (5): 1-68, Buenos Aires.
- Schwartz, J. J. y Gromet, P. L., 2004. Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research*, 129: 1-21.
- Sial, A. N., Ferreira, A. J., Aceñolaza, F. G., Pimentel, M. M., Parada M. A. y Alonso, R. N., 2001. C and Sr isotopic evolution of carbonate sequences in NW Argentina: implications for probable Precambrian-Cambrian transition. *Carbonates and Evaporites*, 16 (29):141-152.
- Sial, A.N., Peralta, S., Ferreira, V.P., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Parada, M.A., Gaucher, C., Alonso R.N., y Pimentel, M.M., 2003. C-, O-, Sr-isotope chemostratigraphy of Cambrian carbonates sequences, Precordillera, western Argentina. IV South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts: 390-393, Salvador, Brasil.
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G., Stuart-Smith, P. G. y Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb y Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.). *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 142: 259-281.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4(3): 1-187, Buenos Aires.
- Stelzner, A., 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En: Napp, R., *Die Argentinischen Republik*, 71 ff., Buenos Aires.
- Stieglitz, O., 1914. Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo (provincia de San Juan y Mendoza). *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología y Hidrología, Serie B (Geología)* 10: 1-97, Buenos Aires.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. En: Sanders, A. D. y Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Sylvester, P. J. y Ghaderi, M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (ELA-ICP-MS) using a synthetic silicate glass standard. *Chemical Geology*, 141: 49-65.

- Tassinari, C. G., Bettencourt, J. S., Galdes, M. C., Macambira, M. J. B. y Lafon, J. M., 2000. The Amazon craton. En: Cordani, U. Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D. A. (Eds.), Tectonic evolution of South America, XXXI International Geological Congress, p. 41-95, Rio de Janeiro, Brazil.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Geoscience Texts, 312 p.; Blackwell Scientific Publications.
- Thiel, G. A., 1945. Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand size. Bull. Geol. Soc. Am., 56: 1207.
- Thomas, R. J., Jacobs, J. y Eglintong, B. M., 2000. Geochemistry and isotopic evolution of the Mesoproterozoic Cape Meredith Complex, West Falkland. Geological Magazine, 137 (5): 537-553.
- Thomas, W. A., 1991. The Appalachian-Ouachita rifted margin of southeastern North America. Geological Society of America, Bulletin, 103: 415-431.
- Thomas, W. A. y Astini, R. A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. Science, 273: 752-757.
- Thomas, W. A. y Astini, R. A., 1999. Simple-shear conjugate rift margins of the Argentine Precordillera and the Ouachita embayment of Laurentia. Geological Society of America, Bulletin, 111:1069-1079.
- Thomas, W. A., Tucker, R. D. y Astini, R. A., 2000. Rifting of the Argentine Precordillera from southern Laurentia: palinspastic restoration of basement provinces. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 32 (6): A-505.
- Thomas, W. A., Astini, R. A. y Denison, R. E., 2001. Strontium isotopes, age, and tectonic setting of Cambrian salinas along the rift and transform margins of the Argentine Precordillera and southern Laurentia. Journal of Geology 109, 231-246.
- Thomas, W. A., Astini, R. A. y Bayona, G., 2002. Ordovician collision of the Argentine Precordillera with Gondwana, independent of Laurentian Taconic orogeny. Tectonophysics, 345: 131-152.
- Thomas, W. A., Astini, R. A., Muller, P. A., Gehrels, G. E. y Wooden, J. L., 2004. Transfer of the Precordillera terrane from Laurentian: Constraints from detrital-zircon geochronology. Geology, 32: 965-968.
- Tohver, E., Bettencourt, J. S., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W. B. y Payolla, B. L., 2004. Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. Earth Planetary Science Letters, 228: 161-176.
- Tohver, E., van der Pluijm, B. A., van der Voo, R., Rizzotto, G. y Scandolara, J. E., 2002. Paleogeography of the Amazon craton at 1,2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. Earth and Planetary Science Letters, 199: 185-200.
- Tollo, R. P., Aleinikoff, J. N., Borduas, E. A., Dickin, A. P., McNutt, R. H. y Fanning, C. M., 2006. Grenvillian magmatism in the northern Virginia Blue Ridge: Petrologic implications of

- episodic granitic magma production and the significance of postorogenic A-type charnockite. *Precambrian Research*, 151: 224-264.
- Tollo, R. P., Aleinikoff, J. N., Bartholomew, M. J. y Rankin, D. W., 2004. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research*, 128: 3-38.
- Varela R. y Dalla Salda, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 271-276.
- Varela, R., Valencio, S., Ramos, A., Sato, K., Gonzalez, P., Panarello, H., Roverano, D., 2001. Isotopic strontium, carbon and oxygen study on Neoproterozoic marbles from Sierra de Umango, Andean Foreland, Argentina. III South American Symposium on Isotope Geology, p. 450-453, Pucón, Chile.
- Varela, R., Sato, A. M., Basei, M. A. S. y Siga Jr., O., 2003. Proterozoico medio y Paleozoico inferior de la sierra de Umango, antepaís andino (29°S), Argentina: edades U-Pb y caracterizaciones isotópicas. *Revista Geológica de Chile*, 30: 265-284.
- Van Schmus, W. R., Bickford, M. E. y Zietz, I., 1987. Early and Middle Proterozoic provinces in the central United States. En: Kroner, A. (Ed.), *Proterozoic lithospheric evolution*, American Geophysical Union Geodynamics Series, 17: 43-68.
- Van Staal, C. R., Vujovich, G. I. y Davis, B., 2002. Tectonostratigraphic relationships and structural evolution of the western margin of the Sierra de Pie de Palo, Cuyania (Precordillera) terrane, Argentina. *Geological Society of America, Annual Meeting (Denver)*, Abstracts with Programs: 223-7.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebner, S., Podlaha, O. G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, Ch., Schaaf, M., Ala, D. y Azmy, K., 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 65-77.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha O. y Strauss, H., 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Verges, J., Ramos, V. A., Bettini, F., Meigs, A., Cristallini, E., Cortés, J. M. y Dunai, T., 2002. Geometría y edad del anticlinal fallado de cerro Salinas. XV Congreso Geológico Argentino, Actas III: 290-295, El Calafate.
- Vujovich, G. I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 17-22, Mendoza.
- Vujovich, G. I., 1994. Reinterpretación geoquímica de las anfibolitas del cerro Valdivia provincia de San Juan. II Jornadas de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata.

- Vujovich, G. I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de las Chacras, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 321-336.
- Vujovich, G., 2003. Metasedimentos silicoclásticos proterozoicos en la sierra de Pie de Palo, San Juan: procedencia y ambiente tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 608–622.
- Vujovich, G. y Ramos, V., 1994. La faja de Angacos y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. Séptimo Congreso Geológico Chileno, Actas I: 215-219, Concepción.
- Vujovich, G. y Kay, S. M., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica a intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V: 273-291, Buenos Aires.
- Vujovich, G. y Ramos, V., 1999. Mapa geotectónico de la República Argentina (1:2.500.000). Subsecretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Vujovich, G. y Kay, S. M., 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publication 142: 143-158.
- Vujovich, G. I., van Staal, C. R. y Davis, W., 2003. Terreno Cuyania: relaciones tectonoestratigráficas y evolución de la sierra de Pie de Palo, Argentina. En Fernández, L. A. D. y Vujovich, G. I. (Eds.), *Simposio Internacional "Acreciao do Microcontinente Cuyania a Proto-Margem do Gondwana"*, p. 18, Porto Alegre, Brasil.
- Vujovich, G. I., van Staal, C. R. y Davis, W., 2004. Age constrains on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, 7: 1041-1056.
- Wareham, C. D., Pankhurst, R. J., Thomas, R. J., Storey, B. C., Grantham, G. H., Jacobs, J. y Eglington, B. M., 1998. Pb, Nd y Sr mapping of Grenville-age crustal provinces in Rodinia. *Journal of Geology*, 106: 647-659.
- Zimmermann, U. y Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50: 1979-1104.
- Zimmermann, U., 2005. Provenance studies of very low- to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina. En Vaughan, A. P. M., Leat, P. T. y Pankhurst, R. J. (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publications 246: 381-416.

**ANEXO I**

**ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS U-Pb**

**SOBRE CIRCONES DETRÍTICOS**

**TABLAS CON LAS RELACIONES ISOTÓPICAS**

**DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS**

**MUESTRA QLPcz1 - CUARCITA EL QUEMADO**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

QLPcz1_96b	4.86014	2.39767	0.08154	1.01766	1206.17	26.32	1234.39	19.83	2
QLPcz1_96a	5.05317	2.02429	0.07672	0.85843	1164.01	21.52	1113.90	17.04	-4
QLPcz1_95a	5.44629	2.58759	0.08602	1.12110	1086.67	25.82	1338.54	21.52	19
QLPcz1_94a	4.60746	2.08069	0.08059	0.79590	1266.21	23.88	1211.51	15.58	-5
QLPcz1_93a	5.92392	2.79298	0.07856	1.05263	1005.54	25.95	1161.14	20.73	13
QLPcz1_92b	4.32286	2.05175	0.08443	0.80464	1341.46	24.80	1302.45	15.55	-3
QLPcz1_92a	3.97434	2.06944	0.08466	0.82137	1446.80	26.76	1307.77	15.86	-11
QLPcz1_91a	3.83825	2.41037	0.08652	0.96059	1492.58	32.04	1349.90	18.43	-11
QLPcz1_90a	4.50870	2.13076	0.08387	0.82937	1291.35	24.89	1289.45	16.06	0
QLPcz1_89a	4.47405	2.33848	0.08623	0.94569	1300.40	27.48	1343.30	18.16	3
QLPcz1_87a	4.80430	2.07013	0.08217	0.88669	1218.94	22.95	1249.58	17.26	2
QLPcz1_86a	3.99528	1.85453	0.08492	0.82360	1440.00	23.89	1313.65	15.89	-10
QLPcz1_85a	5.20314	2.39032	0.07614	1.06232	1133.24	24.79	1098.64	21.11	-3
QLPcz1_83a	5.34729	2.78442	0.07822	0.99681	1105.16	28.22	1152.42	19.66	4
QLPcz1_82a	4.69792	2.15188	0.08066	0.81837	1244.04	24.30	1213.24	16.02	-3
QLPcz1_79a	5.20232	2.38712	0.07996	1.05474	1133.40	24.76	1196.08	20.66	5
QLPcz1_75a	4.82460	2.42300	0.08639	0.96272	1214.26	26.76	1346.92	18.47	10
QLPcz1_72a	5.35127	4.29250	0.07394	1.16000	1104.41	43.42	1039.92	23.24	-6
QLPcz1_71a	6.03828	3.38089	0.07442	0.77128	987.88	30.89	1052.81	15.46	6
QLPcz1_69a	5.35868	2.38941	0.07782	0.97822	1103.00	24.18	1142.22	19.33	3
QLPcz1_68a	4.97714	2.40107	0.08154	1.05802	1180.25	25.84	1234.53	20.61	4
QLPcz1_65a	11.22042	3.26410	0.05737	1.37679	550.35	17.20	505.62	30.01	-9
QLPcz1_64a	4.77229	2.26728	0.08541	1.08166	1226.38	25.27	1324.84	20.80	7
QLPcz1_63a	4.95479	2.98202	0.08266	1.26342	1185.12	32.20	1261.16	24.49	6
QLPcz1_61a	5.23394	3.15500	0.08382	1.30545	1127.12	32.54	1288.48	25.20	13
QLPcz1_60a	4.99259	1.98638	0.08901	0.98536	1176.91	21.33	1404.42	18.76	16
QLPcz1_56a	5.29452	2.19418	0.07889	0.96208	1115.28	22.43	1169.36	18.93	5
QLPcz1_55a	5.21112	2.45846	0.07961	0.98746	1131.64	25.47	1187.26	19.38	5
QLPcz1_53a	4.83069	2.00824	0.08838	0.94414	1212.87	22.16	1390.78	18.01	13
QLPcz1_52a	5.28228	3.11833	0.08339	1.01248	1117.65	31.92	1278.47	19.61	13
QLPcz1_51a	5.11456	3.72701	0.08187	1.41884	1151.21	39.17	1242.32	27.55	7
QLPcz1_50a	5.77255	2.48206	0.07866	1.06615	1029.90	23.58	1163.60	20.99	11
QLPcz1_49a	4.81941	2.49419	0.09562	1.01533	1215.45	27.57	1540.33	18.97	21
QLPcz1_48a	4.41831	2.61195	0.08963	0.97976	1315.24	31.00	1417.67	18.62	7
QLPcz1_47a	5.79486	3.33226	0.07793	1.19857	1026.24	31.54	1145.21	23.64	10
QLPcz1_45a	4.90639	2.83281	0.08478	1.24008	1195.79	30.84	1310.51	23.88	9
QLPcz1_44a	5.47424	3.79408	0.07673	1.24528	1081.56	37.67	1114.30	24.66	3
QLPcz1_43a	5.42205	3.60798	0.07792	1.45411	1091.14	36.12	1144.77	28.63	5
QLPcz1_42a	4.74289	2.60546	0.08386	1.02531	1233.30	29.18	1289.24	19.83	4
QLPcz1_41a	4.91979	3.11470	0.08195	1.11386	1192.81	33.83	1244.28	21.66	4
QPLcz1_32a	5.97175	3.09328	0.07844	1.13367	998.07	28.54	1157.96	22.32	14
QPLcz1_31a	6.16793	2.92392	0.07798	1.00738	968.60	26.24	1146.29	19.89	16
QPLcz1_30a	5.22089	3.12183	0.07493	1.20232	1129.70	32.27	1066.66	23.99	-6

Maximiliano Naipauer (2007)

QLPcz1_39a	5.35906	2.79446	0.07683	1.13025	1102.93	28.27	1116.68	22.39	1
QLPcz1_38a	5.88003	3.04520	0.07713	1.02562	1012.48	28.47	1124.43	20.31	10
QLPcz1_37a	4.83038	2.68967	0.08495	1.03818	1212.94	29.67	1314.38	20.00	8
QLPcz1_34a	5.54673	2.52843	0.07526	1.04647	1068.54	24.85	1075.59	20.87	1
QLPcz1_33a	5.34704	2.84658	0.08020	0.99680	1105.21	28.85	1202.01	19.52	8
QLPcz1_29a	4.39455	2.77276	0.08521	1.05109	1321.67	33.05	1320.36	20.23	0
QLPcz1_27a	4.12053	2.34164	0.08553	0.97435	1400.65	29.41	1327.51	18.75	-6
QLPcz1_26a	5.21425	2.59776	0.08655	1.02793	1131.02	26.89	1350.44	19.71	16
QLPcz1_21a	4.66749	3.22100	0.08083	1.25799	1251.41	36.53	1217.28	24.54	-3
QLPcz1_20a	4.87562	2.90951	0.09038	1.50427	1202.67	31.84	1433.59	28.43	16
QLPcz1_19a	5.16049	2.46575	0.08433	0.92281	1141.82	25.75	1300.24	17.83	12
QLPcz1_18a	4.50282	2.57229	0.08896	1.17353	1292.87	30.06	1403.35	22.32	8
QLPcz1_17a	4.89647	2.42866	0.08186	0.94152	1198.00	26.50	1242.26	18.34	4
QLPcz1_15a	5.69052	2.90501	0.08320	1.57435	1043.61	27.93	1273.81	30.40	18
QLPcz1_13a	5.04318	3.10967	0.08118	1.19830	1166.12	33.09	1225.74	23.36	5
QLPcz1_10a	5.52276	2.66535	0.07782	1.06623	1072.81	26.29	1142.39	21.05	6
QLPcz1_6a	5.87885	2.36476	0.07646	1.09709	1012.67	22.12	1107.17	21.77	9
QLPcz1_5a	5.34004	2.30363	0.07607	1.13667	1106.54	23.38	1096.84	22.58	-1
QLPcz1_4a	5.48486	2.95501	0.07810	1.39202	1079.64	29.31	1149.43	27.40	6
QLPcz1_3a	4.89012	2.44219	0.08012	1.07603	1199.42	26.67	1199.95	21.07	0
QLPcz1_2a	5.26258	3.37461	0.07850	1.36003	1121.49	34.64	1159.64	26.73	3

**MUESTRA QLPcz2 - CUARCITA EL QUEMADO**

Nº de análisis:	Relac. Isotop.	% error	Relac. Isotop.	% error	Edad (Ma)	Error (Ma)	Edad (Ma)	Error (Ma)	Discord.
	238U/206Pb	(1 sigma)	207Pb/206Pb	(1 sigma)	206Pb/238U	1 sigma	207Pb/206Pb	1 sigma	%

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

QLPcz2_135a	4.42965	3.00618	0.08761	1.84262	1312.19	35.59	1373.98	35.03	4
QLPcz2_134a	5.09817	3.10951	0.08039	1.84968	1154.60	32.79	1206.60	36.00	4
QLPcz2_133a	12.61939	3.23467	0.05764	1.89095	491.60	15.29	516.02	41.00	5
QLPcz2_131a	6.04077	3.07033	0.07654	1.83479	987.50	28.05	1109.20	36.23	11
QLPcz2_130a	11.52464	2.92637	0.05968	1.85645	536.41	15.04	592.03	39.75	9
QLPcz2_129a	5.98240	2.94607	0.07572	1.85968	996.43	27.14	1087.60	36.83	8
QLPcz2_128a	4.51812	2.98787	0.08768	1.83391	1288.90	34.81	1375.40	34.86	6
QLPcz2_126a	3.37599	2.82725	0.10400	1.84012	1672.49	41.52	1696.67	33.53	1
QLPcz2_125a	5.74386	2.89362	0.07785	1.84512	1034.66	27.60	1143.07	36.25	9
QLPcz2_122a	5.62453	2.99516	0.07758	1.87416	1054.90	29.08	1136.24	36.85	7
QLPcz2_120a	5.92575	3.10257	0.07580	1.85866	1005.25	28.81	1089.90	36.80	8
QLPcz2_119a	5.54790	2.94347	0.07912	1.94542	1068.33	28.91	1175.12	38.02	9
QLPcz2_118a	4.32771	2.91619	0.09109	1.84533	1340.10	35.19	1448.53	34.73	7
QLPcz2_117a	4.40099	2.87378	0.09627	1.92066	1319.92	34.21	1553.09	35.63	15
QLPcz2_116a	5.66593	2.88492	0.07622	1.84569	1047.79	27.84	1100.81	36.48	5
QLPcz2_115a	6.14034	3.13592	0.07845	1.85575	972.64	28.25	1158.41	36.37	16
QLPcz2_114a	5.61648	2.80336	0.07827	1.84163	1056.30	27.26	1153.78	36.12	8
QLPcz2_113a	4.79311	2.86052	0.08683	1.87660	1221.53	31.75	1356.64	35.76	10
QLPcz2_112a	5.46493	3.06556	0.08318	1.89735	1083.26	30.50	1273.33	36.57	15
QLPcz2_110a	5.30350	3.57209	0.07657	2.16239	1113.54	36.43	1110.07	42.60	0

QLPcz2_109a	4.64919	3.32454	0.08641	1.90474	1255.88	37.83	1347.29	36.33	7
QLPcz2_108a	11.88047	2.78487	0.05828	1.87061	520.98	13.92	540.32	40.39	4
QLPcz2_106a	4.72563	2.97170	0.09027	1.85569	1237.40	33.37	1431.18	35.01	14
QLPcz2_105a	5.71457	3.22558	0.07587	1.84894	1039.55	30.89	1091.68	36.60	5
QLPcz2_103b	4.27896	2.98033	0.08802	1.86891	1353.87	36.29	1382.88	35.48	2
QLPcz2_102a	12.38213	3.53481	0.05807	2.24916	500.67	17.01	532.28	48.51	6
QLPcz2_101a	5.23830	3.24345	0.08032	1.84226	1126.26	33.43	1204.74	35.87	7
QLPcz2_100a	4.91613	2.93878	0.08411	1.82839	1193.62	31.94	1295.06	35.15	8
QLPcz2_99a	4.88513	3.05419	0.08985	1.83720	1200.53	33.37	1422.41	34.70	16
QLPcz2_98a	4.52328	3.42930	0.08650	1.98603	1287.57	39.90	1349.45	37.85	5
QLPcz2_96a	11.51354	3.01130	0.05887	1.90331	536.91	15.49	562.45	40.94	5
QLPcz2_94a	4.54392	3.14947	0.08635	1.84723	1282.27	36.52	1345.98	35.26	5
QLPcz2_93a	11.95134	2.96399	0.05854	1.98339	518.01	14.74	549.93	42.73	6
QLPcz2_92a	5.62360	2.91982	0.07709	1.87592	1055.07	28.35	1123.48	36.95	6
QLPcz2_91a	4.58608	2.86821	0.08779	1.81975	1271.57	33.01	1377.85	34.59	8
QLPcz2_90a	12.02133	2.94525	0.05860	1.86378	515.11	14.56	552.36	40.17	7
QLPcz2_88a	6.19126	3.07147	0.07403	1.87623	965.21	27.47	1042.32	37.40	7
QLPcz2_86a	5.38103	2.86612	0.07707	1.83541	1098.79	28.89	1122.96	36.16	2
QLPcz2_85a	5.32457	3.21669	0.08746	1.82899	1109.49	32.70	1370.74	34.79	19
QLPcz2_84a	5.27315	2.81400	0.08259	1.83261	1119.42	28.85	1259.51	35.41	11
QLPcz2_83a	4.42906	2.82139	0.08738	1.85617	1312.35	33.41	1368.84	35.31	4
QLPcz2_82a	12.06562	4.44928	0.05963	0.89545	513.29	21.91	590.33	19.30	13
QLPcz2_81a	5.32327	4.42509	0.07674	0.89634	1109.74	44.96	1114.48	17.79	0
QLPcz2_80a	5.73332	4.49610	0.07742	1.04506	1036.41	42.90	1131.96	20.67	8
QLPcz2_79a	6.08607	4.61109	0.08327	1.03534	980.68	41.81	1275.66	20.06	23
QLPcz2_76a	5.05916	4.66192	0.08752	1.02352	1162.74	49.41	1371.90	19.57	15
QLPcz2_75a	4.09377	4.44492	0.08817	0.86677	1408.87	56.01	1386.15	16.55	-2
QLPcz2_74a	5.98798	4.41754	0.07634	0.87793	995.57	40.62	1104.05	17.45	10
QLPcz2_73a	4.44590	4.42616	0.08466	0.92452	1307.85	52.18	1307.87	17.84	0
QLPcz2_72a	5.18750	4.63707	0.07954	0.96490	1136.37	48.13	1185.67	18.94	4
QLPcz2_71a	11.72883	4.41917	0.06134	0.90856	527.44	22.34	651.13	19.38	19
QLPcz2_70a	5.86459	4.45954	0.07473	0.88726	1014.95	41.74	1061.18	17.75	4
QLPcz2_69a	5.54681	4.43480	0.07557	0.93015	1068.52	43.52	1083.78	18.54	1
QLPcz2_68a	4.57813	4.46198	0.08661	0.98197	1273.57	51.36	1351.91	18.83	6
QLPcz2_67a	5.53822	4.40029	0.07693	0.87712	1070.05	43.24	1119.42	17.40	4
QLPcz2_66a	4.06224	4.49471	0.08900	0.85472	1418.69	56.98	1404.09	16.28	-1
QLPcz2_64a	4.42401	4.50547	0.08000	0.90451	1313.71	53.33	1196.97	17.74	-10
QLPcz2_62a	4.84845	4.51314	0.08700	0.88862	1208.82	49.55	1360.41	17.03	11
QLPcz2_61a	12.10570	4.39733	0.05806	0.93557	511.66	21.59	532.08	20.36	4
QLPcz2_59a	4.57088	4.41637	0.08714	0.93766	1275.41	50.90	1363.53	17.95	6
QLPcz2_57a	4.36509	4.38511	0.08646	0.90150	1329.73	52.48	1348.56	17.30	1
QLPcz2_56a	4.52534	4.39179	0.08699	0.86034	1287.04	51.04	1360.30	16.49	5
QLPcz2_55a	5.05847	4.40937	0.08731	0.87067	1162.89	46.75	1367.32	16.67	15
QLPcz2_54a	5.44226	4.48513	0.07950	0.96471	1087.41	44.72	1184.59	18.94	8
QLPcz2_51a	4.84970	4.40163	0.07887	0.86250	1208.53	48.32	1168.98	16.99	-3
QLPcz2_50a	5.87123	4.38248	0.07605	0.85316	1013.89	40.98	1096.51	16.98	8
QLPcz2_49a	5.48718	4.39908	0.07689	0.97870	1079.22	43.57	1118.22	19.40	3
QLPcz2_48a	5.38628	4.44056	0.08747	0.86477	1097.80	44.67	1370.89	16.55	20
QLPcz2_47a	4.85504	4.46805	0.08595	1.06599	1207.32	49.01	1337.10	20.47	10
QLPcz2_45a	6.25202	4.47764	0.07741	0.91425	956.49	39.68	1131.71	18.10	15
QLPcz2_43a	5.50110	4.38188	0.07655	0.87435	1076.70	43.30	1109.55	17.37	3

Maximiliano Naipauer (2007)

QLPcz2_42a	6.15605	4.47235	0.07540	0.86793	970.33	40.16	1079.27	17.32	10
QLPcz2_41a	5.06314	4.62315	0.08679	0.91434	1161.91	48.97	1355.90	17.53	14
QLPcz2_40a	12.21261	4.40772	0.05902	0.95545	507.35	21.47	567.97	20.66	11
QLPcz2_39a	5.59900	4.42838	0.07542	1.07420	1059.34	43.12	1079.67	21.41	2
QLPcz2_35a	5.52711	4.40265	0.07673	1.03093	1072.03	43.34	1114.22	20.44	4
QLPcz2_32a	4.33682	4.43273	0.08479	0.90403	1337.56	53.32	1310.70	17.44	-2
QLPcz2_31a	5.45477	4.39230	0.07643	0.91936	1085.12	43.72	1106.26	18.27	2
QLPcz2_30a	10.62496	4.42424	0.06266	0.94591	579.85	24.49	696.57	20.03	17
QLPcz2_29a	12.14477	4.40341	0.06078	0.99109	510.07	21.56	631.51	21.20	19
QLPcz2_28a	5.57718	4.42197	0.07768	0.87400	1063.16	43.20	1138.58	17.29	7
QLPcz2_26a	4.21441	4.93856	0.08559	0.91579	1372.55	60.77	1329.05	17.62	-3
QLPcz2_25a	5.63135	4.44775	0.07646	0.87847	1053.73	43.09	1107.14	17.46	5
QLPcz2_24a	4.27589	4.42253	0.08639	0.86982	1354.75	53.81	1347.03	16.70	-1
QLPcz2_23a	5.77969	4.42349	0.07617	0.87523	1028.73	41.92	1099.61	17.41	6
QLPcz2_22a	5.60026	4.38971	0.07658	0.97463	1059.12	42.73	1110.24	19.35	5
QLPcz2_19a	4.79820	4.49091	0.09319	0.98784	1220.35	49.74	1491.84	18.58	18
QLPcz2_18a	4.54156	4.46080	0.08848	0.85712	1282.87	51.68	1392.96	16.35	8
QLPcz2_17a	4.15154	4.42171	0.08128	1.17084	1391.24	55.10	1228.24	22.82	-13
QLPcz2_16a	5.76075	4.48412	0.07900	1.26974	1031.85	42.62	1172.05	24.93	12
QLPcz2_14a	5.80481	4.44115	0.07758	0.90787	1024.61	41.94	1136.10	17.96	10
QLPcz2_13a	5.44438	4.43029	0.07732	0.93590	1087.02	44.17	1129.41	18.53	4
QLPcz2_10a	4.23592	4.46623	0.08620	0.87397	1366.27	54.75	1342.74	16.79	-2
QLPcz2_9a	4.40444	4.42783	0.08657	0.98481	1318.99	52.60	1350.95	18.88	2
QLPcz2_8a	5.46550	4.39132	0.07539	0.92967	1083.16	43.64	1078.87	18.54	0
QLPcz2_6a	4.30769	4.47293	0.08582	0.92039	1345.72	54.10	1334.20	17.70	-1
QLPcz2_3a	4.32506	4.50916	0.08842	0.88495	1340.84	54.36	1391.52	16.89	4
QLPcz2_2a	5.21465	5.17960	0.08353	0.95898	1130.94	53.51	1281.58	18.57	12
QLPcz2_1a	3.69744	4.92111	0.08419	1.16098	1543.12	67.18	1296.84	22.41	-19

**MUESTRA QPir 3 - CUARCITA EL QUEMADO**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

Qpir3_125a	5.70400	2.62654	0.07739	0.98404	1041.33	25.21	1131.15	19.47	8
Qpir3_124a	4.62635	2.57771	0.08604	0.90412	1261.52	29.47	1339.07	17.37	6
Qpir3_123a	5.59290	2.55868	0.08071	0.86408	1060.41	24.97	1214.38	16.90	13
Qpir3_122a	5.48782	2.57535	0.07524	0.91783	1079.10	25.54	1074.82	18.32	0
Qpir3_120a	4.84096	2.64040	0.08062	0.94109	1210.52	29.08	1212.17	18.41	0
Qpir3_119a	5.19189	2.58441	0.07736	0.84536	1135.49	26.85	1130.61	16.74	0
Qpir3_118a	5.52963	2.58877	0.07775	0.92615	1071.58	25.51	1140.37	18.31	6
Qpir3_117a	4.87491	2.56093	0.08114	0.83779	1202.83	28.04	1224.88	16.37	2
Qpir3_116a	5.14831	2.59195	0.07999	0.88810	1144.30	27.12	1196.73	17.42	4
Qpir3_115a	5.76100	2.62895	0.07606	1.02472	1031.81	25.02	1096.53	20.37	6
Qpir3_114a	5.42660	2.59749	0.07531	0.92617	1090.30	26.00	1076.90	18.48	-1
Qpir3_113a	4.88318	2.60098	0.08034	0.87773	1200.97	28.44	1205.33	17.19	0
Qpir3_111a	5.46062	2.60080	0.07509	0.89995	1084.05	25.90	1070.78	17.98	-1

Qpir3_110a	4.94529	2.55578	0.08318	0.86315	1187.20	27.65	1273.51	16.75	7
Qpir3_109a	4.97612	2.61022	0.08213	0.92987	1180.47	28.10	1248.59	18.10	5
Qpir3_108a	4.79757	2.57582	0.08085	0.87952	1220.50	28.58	1217.88	17.20	0
Qpir3_107a	4.78687	2.55298	0.08187	0.83099	1222.98	28.38	1242.46	16.20	2
Qpir3_106a	5.54259	2.56743	0.07721	0.84943	1069.27	25.25	1126.74	16.83	5
Qpir3_104a	5.38695	2.61848	0.07673	0.86026	1097.68	26.37	1114.30	17.08	1
Qpir3_103a	4.88423	2.57710	0.08260	0.90823	1200.74	28.17	1259.74	17.65	5
Qpir3_101a	4.49277	2.58933	0.08400	0.93043	1295.49	30.32	1292.58	17.99	0
Qpir3_100a	5.43506	2.61523	0.07562	0.96700	1088.74	26.15	1084.95	19.27	0
Qpir3_99a	5.65712	2.57205	0.08437	0.84952	1049.30	24.86	1301.08	16.42	19
Qpir3_98a	4.70485	2.67442	0.08224	0.90081	1242.37	30.15	1251.28	17.53	1
Qpir3_97a	5.49016	2.62574	0.07525	0.97054	1078.68	26.03	1075.07	19.37	0
Qpir3_96a	4.81107	2.59530	0.08206	0.90569	1217.37	28.73	1246.94	17.63	2
Qpir3_95a	4.44258	2.58064	0.08599	0.88036	1308.74	30.49	1337.98	16.92	2
Qpir3_94a	5.53574	2.56140	0.07549	0.84697	1070.49	25.21	1081.45	16.90	1
Qpir3_93a	4.78883	2.60228	0.08169	0.94342	1222.53	28.91	1238.19	18.39	1
Qpir3_92a	4.97682	2.56619	0.08220	0.82845	1180.32	27.62	1250.29	16.13	6
Qpir3_91a	5.57326	2.62798	0.07535	0.98996	1063.85	25.72	1077.89	19.74	1
Qpir3_90a	5.58096	2.57899	0.07602	0.88330	1062.50	25.21	1095.71	17.58	3
Qpir3_89a	5.57666	2.55206	0.07603	0.85131	1063.25	24.97	1095.75	16.95	3
Qpir3_87a	5.57288	2.58196	0.07520	0.90826	1063.92	25.27	1073.78	18.13	1
Qpir3_86a	4.88269	2.60019	0.08074	0.91052	1201.08	28.43	1215.24	17.81	1
Qpir3_84a	5.33775	2.58887	0.07677	0.96597	1106.98	26.28	1115.33	19.16	1
Qpir3_82a	4.64768	2.57520	0.08260	0.84039	1256.26	29.33	1259.85	16.34	0
Qpir3_81a	5.20683	2.62281	0.07607	0.97113	1132.50	27.18	1096.89	19.31	-3
Qpir_80a	4.70363	2.64498	0.09182	0.94342	1242.66	29.83	1463.68	17.82	15
Qpir_79a	5.49608	2.61015	0.07504	0.96167	1077.61	25.85	1069.55	19.21	-1
Qpir_78a	5.44261	2.59236	0.07696	0.91779	1087.35	25.89	1120.24	18.20	3
Qpir_77a	5.22826	2.61265	0.07662	0.92097	1128.24	26.99	1111.34	18.28	-2
Qpir_76a	4.82452	2.54385	0.08145	0.82526	1214.28	28.09	1232.39	16.11	1
Qpir_75a	5.13449	2.61164	0.07984	0.85928	1147.12	27.39	1193.09	16.86	4
Qpir_73a	5.55047	2.62977	0.07618	0.92042	1067.87	25.83	1099.78	18.30	3
Qpir_72a	5.62297	2.59129	0.07528	0.93471	1055.17	25.17	1075.96	18.65	2
Qpir_71a	4.79098	2.63199	0.08015	0.98688	1222.02	29.23	1200.63	19.33	-2
Qpir_70a	4.58065	2.62785	0.08231	0.88242	1272.94	30.28	1252.86	17.17	-2
Qpir_69a	5.61949	2.58381	0.07626	0.90795	1055.78	25.11	1101.94	18.05	4
Qpir_68a	4.46621	2.59305	0.08124	0.88004	1302.47	30.51	1227.15	17.18	-6
Qpir_67a	5.25324	2.58114	0.07612	0.89628	1123.32	26.55	1098.19	17.83	-2
Qpir_65a	5.50882	2.62334	0.07664	0.87212	1075.31	25.93	1111.72	17.32	3
Qpir_64a	4.89818	2.60607	0.08472	1.06413	1197.62	28.42	1309.10	20.51	9
Qpir_63a	5.50444	2.57852	0.07542	0.88789	1076.10	25.50	1079.77	17.71	0
Qpir_62a	5.41365	2.67355	0.07508	0.99862	1092.70	26.82	1070.53	19.94	-2
Qpir_61a	5.53447	2.71359	0.07682	1.12286	1070.72	26.71	1116.52	22.25	4
Qpir_60a	4.79780	2.68122	0.08354	0.94140	1220.44	29.74	1281.77	18.23	5
Qpir_59a	4.90417	2.57215	0.08247	0.86596	1196.28	28.02	1256.61	16.84	5
Qpir_58a	4.39604	2.58534	0.08429	0.88136	1321.26	30.81	1299.23	17.03	-2
Qpir_56a	5.61500	2.59829	0.07591	0.92023	1056.56	25.27	1092.67	18.32	3
Qpir_55a	5.43576	2.58865	0.07839	0.91638	1088.61	25.88	1156.79	18.07	6
Qpir_54a	4.97971	2.59443	0.09063	0.97237	1179.70	27.91	1438.75	18.42	18
Qpir_53a	5.28372	2.60500	0.07661	0.89556	1117.37	26.67	1110.98	17.78	-1
Qpir_51a	5.01304	2.57936	0.08112	0.84178	1172.53	27.59	1224.30	16.45	4

Maximiliano Naipauer (2007)

Qpir3_50a	5.08361	2.61326	0.08183	0.95407	1157.63	27.63	1241.53	18.58	7
Qpir3_49a	5.08106	2.64744	0.07874	1.08286	1158.16	28.00	1165.54	21.31	1
Qpir3_48a	4.74708	2.60078	0.08255	0.87771	1232.31	29.11	1258.71	17.06	2
Qpir3_47a	5.72373	2.63552	0.07559	1.00168	1038.02	25.22	1084.10	19.96	4
Qpir3_46a	5.49405	2.59553	0.07550	0.91069	1077.97	25.71	1081.88	18.16	0
Qpir3_45a	4.87365	2.58302	0.08056	0.91018	1203.11	28.29	1210.66	17.81	1
Qpir3_44a	4.58555	2.71775	0.07700	0.88465	1271.70	31.29	1121.12	17.54	-13
Qpir3_43a	5.60195	2.62739	0.07527	0.99188	1058.82	25.60	1075.61	19.79	2
Qpir3_42a	4.76588	2.58853	0.08228	0.86925	1227.88	28.88	1252.11	16.91	2
Qpir3_41a	6.13704	2.71112	0.07779	0.89445	973.12	24.44	1141.52	17.68	15
Qpir3_40a	4.85359	2.60708	0.08073	0.90984	1207.65	28.65	1214.87	17.79	1
Qpir3_39a	5.63940	2.60417	0.07964	1.00727	1052.34	25.24	1188.14	19.76	11
Qpir3_38a	6.06153	2.59178	0.07726	0.90026	984.36	23.62	1127.91	17.83	13
Qpir3_36a	5.46434	2.68715	0.07528	1.05080	1083.37	26.74	1075.98	20.95	-1
Qpir3_35a	5.45524	2.59733	0.07745	0.87871	1085.03	25.89	1132.91	17.39	4
Qpir3_34a	4.87712	2.59137	0.08136	0.95495	1202.33	28.36	1230.27	18.63	2
Qpir3_33a	4.90025	2.56344	0.08220	0.85465	1197.15	27.95	1250.34	16.64	4
Qpir3_32a	5.05614	2.61750	0.08037	0.93868	1163.38	27.80	1206.00	18.38	4
Qpir3_31a	4.79582	2.55847	0.08125	0.83127	1220.90	28.39	1227.50	16.24	1
Qpir3_30a	5.37717	2.61028	0.07802	0.94563	1099.51	26.33	1147.39	18.67	4
Qpir3_29a	4.89916	2.56189	0.08129	0.87210	1197.40	27.93	1228.53	17.03	3
Qpir3_26a	4.57425	2.60425	0.08110	0.88561	1274.55	30.05	1223.88	17.30	-4
Qpir3_25a	4.90078	2.60757	0.08247	0.90133	1197.03	28.42	1256.81	17.52	5
Qpir3_24a	4.39543	2.62771	0.08506	0.90883	1321.43	31.32	1316.94	17.52	0
Qpir3_23a	4.66037	2.58012	0.08129	0.84663	1253.15	29.32	1228.36	16.53	-2
Qpir3_22a	5.50279	2.63092	0.07607	0.94292	1076.40	26.03	1096.88	18.76	2
Qpir3_21a	5.43530	2.56657	0.07691	0.85414	1088.69	25.66	1118.95	16.95	3
Qpir3_20a	4.43524	2.58680	0.08609	0.88715	1310.70	30.61	1340.30	17.05	2
Qpir3_18a	5.89623	2.70268	0.08022	1.15845	1009.91	25.21	1202.44	22.66	16
Qpir3_17a	4.70336	2.62614	0.08131	0.87118	1242.73	29.61	1229.04	17.01	-1
Qpir3_16a	5.40896	2.58685	0.07628	0.88322	1093.57	25.97	1102.38	17.56	1
Qpir3_14a	4.39378	2.58152	0.08529	0.86895	1321.88	30.78	1322.19	16.74	0
Qpir3_13a	4.80404	2.58021	0.08093	0.90134	1219.00	28.59	1219.70	17.62	0
Qpir3_12a	4.76690	2.57126	0.08211	0.86497	1227.64	28.68	1248.25	16.84	2
Qpir3_11a	5.26352	2.58329	0.07681	0.91909	1121.31	26.53	1116.17	18.23	0
Qpir3_10a	5.65957	2.56541	0.07657	0.84763	1048.88	24.79	1109.95	16.84	6
Qpir3_9a	4.95152	2.60101	0.07973	0.97960	1185.83	28.11	1190.29	19.22	0
Qpir3_8a	5.11838	2.73319	0.08270	1.00982	1150.42	28.73	1262.24	19.60	9
Qpir3_7a	6.13974	2.71238	0.07809	1.06444	972.73	24.44	1149.12	21.00	15
Qpir3_6a	5.03249	2.58446	0.08204	0.84787	1168.38	27.56	1246.39	16.51	6
Qpir3_5a	4.53290	2.59059	0.09243	0.97495	1285.09	30.11	1476.19	18.38	13
Qpir3_4a	5.15830	2.60536	0.08184	0.93435	1142.26	27.22	1241.57	18.20	8
Qpir3_3a	5.24479	2.66451	0.08430	0.97822	1124.98	27.45	1299.53	18.89	13
Qpir3_2a	5.79569	2.65336	0.07791	1.04155	1026.10	25.12	1144.67	20.56	10
Qpir3_1a	5.26152	2.57495	0.07735	0.89024	1121.70	26.46	1130.16	17.63	1

**MUESTRA M 4 - CUARCITA EL QUEMADO**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
M4_125a	5.49133	0.77001	0.07170	0.87079	1078.46	7.64	977.35	17.64	-10
M4_124a	4.38350	0.58940	0.07760	0.34430	1324.68	7.05	1136.60	6.84	-17
M4_123a	4.14447	1.11786	0.07960	0.50282	1393.38	13.99	1187.12	9.90	-17
M4_122a	4.74056	1.04099	0.07747	0.42277	1233.85	11.68	1133.27	8.39	-9
M4_121a	4.74320	0.49993	0.07459	0.40093	1233.23	5.61	1057.41	8.05	-17
M4_120a	4.66891	0.48758	0.07464	0.30678	1251.06	5.54	1058.85	6.16	-18
M4_119a	4.98149	1.36908	0.07533	1.48138	1179.31	14.74	1077.28	29.45	-9
M4_118a	4.39034	0.79745	0.07651	0.29485	1322.82	9.53	1108.39	5.88	-19
M4_117a	4.49712	0.58459	0.07551	0.48499	1294.36	6.85	1082.13	9.70	-20
M4_116a	4.74904	0.51705	0.07397	0.38475	1231.85	5.80	1040.64	7.75	-18
M4_115a	3.83315	0.47088	0.08260	0.38685	1494.35	6.28	1259.68	7.54	-19
M4_113a	4.48948	0.52252	0.07533	0.41193	1296.35	6.13	1077.44	8.25	-20
M4_112a	4.96319	0.51963	0.07222	0.42632	1183.28	5.61	992.13	8.64	-19
M4_111a	4.66960	0.59663	0.07582	0.54881	1250.90	6.78	1090.35	10.96	-15
M4_110a	4.40434	0.50825	0.07686	0.33089	1319.01	6.06	1117.61	6.59	-18
M4_109a	4.49654	0.69412	0.08930	0.72050	1294.51	8.14	1410.53	13.73	8
M4_108a	4.88916	0.45528	0.07261	0.30736	1199.63	4.98	1003.18	6.23	-20
M4_107a	4.45992	0.55730	0.07894	0.31780	1304.13	6.58	1170.68	6.28	-11
M4_106a	4.58433	0.52478	0.07490	0.27856	1272.01	6.06	1065.81	5.59	-19
M4_105a	4.72016	0.47283	0.07412	0.28286	1238.70	5.33	1044.79	5.69	-19
M4_103a	5.25181	0.78517	0.07226	0.72777	1123.60	8.09	993.15	14.73	-13
M4_102a	3.82256	0.53340	0.08324	0.37543	1498.05	7.13	1274.77	7.30	-18
M4_101a	4.38809	0.51925	0.07798	0.42177	1323.43	6.21	1146.35	8.36	-15
M4_100a	3.81878	0.68011	0.08445	0.59661	1499.37	9.09	1302.91	11.55	-15
M4_98a	4.76297	0.50924	0.07398	0.44355	1228.57	5.69	1040.94	8.93	-18
M4_97a	3.95680	0.49010	0.08225	0.24493	1452.54	6.37	1251.37	4.79	-16
M4_96a	4.42236	0.48827	0.07596	0.34833	1314.15	5.80	1094.11	6.96	-20
M4_95a	4.23744	0.49908	0.07802	0.32386	1365.82	6.14	1147.46	6.42	-19
M4_94a	4.64810	0.39436	0.07507	0.22064	1256.15	4.50	1070.28	4.43	-17
M4_93a	4.79382	0.48348	0.07366	0.41990	1221.37	5.38	1032.25	8.46	-18
M4_92a	4.27803	0.53977	0.07906	0.29079	1354.14	6.59	1173.54	5.74	-15
M4_90a	4.81740	0.51674	0.07288	0.29849	1215.92	5.72	1010.48	6.04	-20
M4_89a	3.71016	0.68965	0.08690	0.57772	1538.42	9.43	1358.31	11.10	-13
M4_88a	5.98905	0.87882	0.07250	0.49718	995.40	8.10	999.96	10.06	0
M4_87a	3.57421	0.52096	0.08660	0.37494	1590.27	7.34	1351.68	7.22	-18
M4_86a	4.43599	0.46538	0.07812	0.25193	1310.50	5.52	1149.97	4.99	-14
M4_85a	4.50088	0.53018	0.07677	0.42160	1293.38	6.21	1115.25	8.39	-16
M4_84a	4.60675	0.45334	0.07578	0.34305	1266.39	5.21	1089.20	6.86	-16
M4_82a	4.68025	0.72456	0.07771	0.28411	1248.31	8.22	1139.41	5.64	-10
M4_81a	4.81196	0.66817	0.07381	0.35535	1217.17	7.41	1036.27	7.16	-17
M4_80a	4.49979	0.49445	0.07612	0.27786	1293.66	5.79	1098.10	5.55	-18
M4_79a	4.87834	0.43924	0.07319	0.30813	1202.06	4.82	1019.29	6.23	-18
M4_76a	4.04618	0.52089	0.08056	0.36346	1423.74	6.65	1210.82	7.14	-18

Maximiliano Naipauer (2007)

M4_72a	4.49726	0.83508	0.08068	0.35084	1294.32	9.79	1213.74	6.89	-7
M4_70a	4.33158	0.46307	0.07701	0.34048	1339.02	5.60	1121.48	6.77	-19
M4_69a	4.66286	1.24146	0.08105	0.45557	1252.54	14.12	1222.54	8.93	-2
M4_68a	4.56048	0.45371	0.07479	0.25224	1278.04	5.26	1062.99	5.07	-20
M4_67a	4.76098	0.63797	0.07383	0.73029	1229.03	7.13	1036.76	14.68	-19
M4_66a	4.74425	0.40072	0.07505	0.23996	1232.98	4.50	1069.92	4.81	-15
M4_65a	4.12373	0.48379	0.08080	0.28198	1399.68	6.08	1216.58	5.54	-15
M4_64a	4.57019	0.91448	0.07479	0.85395	1275.58	10.57	1062.88	17.08	-20
M4_63a	4.66403	0.71713	0.07809	0.46175	1252.25	8.16	1149.06	9.14	-9
M4_62a	4.74945	0.74414	0.07383	0.54079	1231.75	8.34	1036.71	10.88	-19
M4_61a	4.21998	0.75269	0.07874	0.46274	1370.91	9.29	1165.58	9.14	-18
M4_60a	5.98264	2.18850	0.07443	1.24690	996.39	20.17	1053.18	24.92	5
M4_59a	5.74338	2.06362	0.07324	1.25455	1034.74	19.70	1020.61	25.19	-1
M4_58a	5.45335	2.06766	0.07747	1.26842	1085.38	20.62	1133.27	25.05	4
M4_57a	5.78887	2.07365	0.07387	1.20735	1027.22	19.66	1037.82	24.19	1
M4_56a	5.69476	2.03557	0.07403	1.15340	1042.89	19.57	1042.28	23.10	0
M4_53a	2.99581	2.06565	0.11781	1.12713	1856.77	33.24	1923.33	20.07	3
M4_52a	6.92413	2.08038	0.07524	1.20520	869.62	16.90	1074.84	24.01	19
M4_51a	5.58625	1.99826	0.07622	1.12310	1061.57	19.53	1100.94	22.30	4
M4_50a	5.05710	2.00902	0.07971	1.13905	1163.18	21.35	1189.74	22.32	2
M4_49a	4.07758	2.06349	0.09074	1.13710	1413.90	26.14	1441.12	21.52	2
M4_48a	5.24782	2.06746	0.08261	1.13036	1124.38	21.30	1260.07	21.93	11
M4_47a	5.97570	2.03267	0.07289	1.15871	997.46	18.76	1010.88	23.32	1
M4_46a	5.69262	2.02585	0.07463	1.15856	1043.25	19.48	1058.59	23.15	1
M4_45a	6.04645	2.14212	0.07232	1.36894	986.64	19.57	995.09	27.57	1
M4_44a	6.07964	2.06433	0.07313	1.20591	981.64	18.77	1017.64	24.23	4
M4_43a	5.59470	2.11933	0.07554	1.26795	1060.09	20.68	1082.97	25.22	2
M4_42a	6.20499	2.06665	0.07227	1.22104	963.22	18.46	993.49	24.63	3
M4_41a	5.70656	2.13651	0.07614	1.36489	1040.90	20.50	1098.64	27.07	5
M4_40a	5.90557	2.02241	0.07481	1.13288	1008.43	18.85	1063.52	22.62	5
M4_39a	6.11252	2.02416	0.07527	1.14931	976.74	18.32	1075.75	22.90	9
M4_38a	5.87907	2.05488	0.07349	1.14407	1012.63	19.23	1027.45	22.97	1
M4_37a	5.69611	2.15810	0.07614	1.29146	1042.66	20.74	1098.88	25.63	5
M4_36a	5.12399	2.05369	0.07806	1.18973	1149.27	21.58	1148.43	23.45	0
M4_35a	5.59305	2.03308	0.07619	1.13805	1060.38	19.85	1099.98	22.60	4
M4_34a	5.38992	2.02737	0.07693	1.13139	1097.12	20.42	1119.46	22.40	2
M4_33a	4.42202	2.12939	0.08709	1.17737	1314.24	25.27	1362.57	22.51	4
M4_32a	5.95905	2.04875	0.07247	1.16165	1000.05	18.95	999.04	23.42	0
M4_31a	5.32482	2.13429	0.07853	1.14081	1109.45	21.72	1160.28	22.45	4
M4_30a	6.14339	2.04650	0.07850	1.17455	972.19	18.44	1159.48	23.12	16
M4_29a	3.87706	2.03603	0.09289	1.18799	1479.23	26.86	1485.74	22.34	0
M4_28a	5.52543	2.04265	0.07513	1.17441	1072.33	20.15	1071.89	23.41	0
M4_27a	5.53438	2.02319	0.07533	1.13628	1070.74	19.93	1077.43	22.64	1
M4_26a	5.78168	2.01508	0.07447	1.13611	1028.40	19.13	1054.11	22.72	2
M4_25a	5.63163	2.01728	0.07457	1.14037	1053.68	19.58	1056.94	22.79	0
M4_24a	5.45547	2.03582	0.07574	1.16519	1084.99	20.30	1088.27	23.18	0
M4_23a	5.21531	2.02715	0.07555	1.15360	1130.81	20.99	1083.06	22.96	-4
M4_22a	5.79987	2.16318	0.08149	1.15301	1025.42	20.47	1233.23	22.46	17
M4_21a	5.85831	2.01728	0.07477	1.14471	1015.95	18.93	1062.22	22.86	4
M4_20a	4.86517	2.02202	0.07974	1.13879	1205.03	22.19	1190.49	22.32	-1
M4_19a	5.37507	2.03145	0.07684	1.12773	1099.91	20.51	1117.09	22.34	2

M4_18a	5.91661	2.05748	0.07315	1.22712	1006.69	19.15	1018.03	24.66	1
M4_17a	5.58361	2.07315	0.07728	1.15550	1062.03	20.27	1128.33	22.85	6
M4_16a	5.86381	2.04400	0.07397	1.18751	1015.07	19.17	1040.77	23.78	2
M4_15a	6.44853	2.03364	0.07450	1.13954	929.34	17.58	1055.12	22.78	12
M4_14a	4.35214	2.01355	0.08853	1.12649	1333.31	24.21	1394.00	21.45	4
M4_13a	5.87933	2.09449	0.07288	1.22920	1012.59	19.60	1010.57	24.72	0
M4_12a	5.60626	2.03504	0.07494	1.14087	1058.07	19.83	1066.79	22.77	1
M4_11a	5.28278	2.07835	0.07675	1.23200	1117.55	21.29	1114.79	24.40	0
M4_10a	5.85944	2.05318	0.07400	1.16680	1015.77	19.27	1041.43	23.37	2
M4_9a	5.38285	2.05367	0.07996	1.14003	1098.45	20.71	1195.97	22.32	8
M4_8a	5.97823	2.01638	0.07257	1.13302	997.07	18.60	1002.02	22.83	0
M4_7a	5.69791	2.04457	0.07357	1.19329	1042.36	19.65	1029.74	23.94	-1
M4_4a	5.71499	2.05456	0.07480	1.19263	1039.48	19.69	1063.03	23.81	2
M4_6a	5.80162	2.05955	0.07313	1.19188	1025.13	19.49	1017.43	23.95	-1
M4_5a	5.72559	2.08228	0.07529	1.26949	1037.71	19.93	1076.13	25.28	4
M4_3a	5.83577	2.03156	0.07351	1.16045	1019.58	19.13	1028.04	23.29	1
M4_2a	5.49366	2.24720	0.07486	1.39330	1078.04	22.27	1064.64	27.77	-1
M4_1a	5.85462	2.03689	0.07369	1.17186	1016.55	19.13	1033.11	23.50	2

**MUESTRA M 5 - FORMACIÓN LA PAZ**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

M5_130a	4.41050	2.10884	0.08684	1.26154	1317.35	25.08	1357.02	24.13	3
M5_127a	3.58457	2.25619	0.10273	1.25754	1586.19	31.65	1674.01	23.06	5
M5_126a	4.82855	2.05317	0.08073	1.21607	1213.36	22.67	1214.95	23.74	0
M5_125a	5.78693	2.05830	0.07439	1.22418	1027.54	19.52	1051.96	24.47	2
M5_123a	5.45552	2.07463	0.07726	1.23060	1084.98	20.68	1128.02	24.32	4
M5_122a	5.74291	2.08447	0.07307	1.22885	1034.81	19.90	1015.84	24.70	-2
M5_120a	5.08749	2.13181	0.07853	1.25021	1156.82	22.54	1160.43	24.59	0
M5_119a	5.50771	2.09168	0.07663	1.27209	1075.51	20.69	1111.60	25.20	3
M5_116a	5.41246	2.09541	0.07561	1.25280	1092.92	21.03	1084.68	24.92	-1
M5_115a	5.05346	2.11759	0.07771	1.22370	1163.94	22.51	1139.40	24.15	-2
M5_114a	4.85540	2.07000	0.07823	1.23443	1207.24	22.75	1152.70	24.31	-5
M5_113a	5.53992	2.14262	0.07599	1.27446	1069.75	21.09	1094.86	25.31	2
M5_112a	4.90679	2.12104	0.07825	1.22950	1195.70	23.11	1153.27	24.21	-4
M5_111a	5.73338	2.11128	0.07367	1.30507	1036.40	20.18	1032.55	26.15	0
M5_110a	5.19002	2.23315	0.08377	1.25142	1135.86	23.21	1287.27	24.17	12
M5_108a	5.44735	2.06743	0.07636	1.23341	1086.48	20.64	1104.49	24.46	2
M5_107a	4.87777	2.08542	0.08145	1.26383	1202.19	22.83	1232.37	24.60	2
M5_106a	5.60714	2.06904	0.07588	1.28039	1057.92	20.16	1091.79	25.43	3
M5_105a	5.81825	2.10035	0.07396	1.25788	1022.42	19.83	1040.40	25.18	2
M5_104a	5.06238	2.11163	0.07639	1.23317	1162.07	22.41	1105.33	24.45	-5
M5_103a	5.34229	2.13496	0.07728	1.27649	1106.11	21.66	1128.41	25.22	2
M5_102a	4.98275	2.06663	0.07894	1.24326	1179.04	22.23	1170.52	24.42	-1
M5_101a	5.71406	2.08434	0.07336	1.23304	1039.64	19.98	1023.98	24.75	-2

Maximiliano Naipauer (2007)

M5_99a	5.82436	2.06386	0.07339	1.23682	1021.43	19.47	1024.85	24.82	0
M5_98a	5.45186	2.07287	0.07507	1.22461	1085.65	20.68	1070.50	24.41	-1
M5_97a	4.79336	2.11135	0.08042	1.23523	1221.47	23.45	1207.25	24.13	-1
M5_96a	5.66951	2.25453	0.07636	1.46309	1047.18	21.75	1104.60	28.97	5
M5_95a	4.54982	2.08065	0.08470	1.26064	1280.76	24.12	1308.74	24.27	2
M5_93a	5.35720	2.08847	0.07852	1.25775	1103.28	21.14	1159.98	24.74	5
M5_90a	5.16818	2.09813	0.07790	0.36396	1140.26	21.89	1144.32	7.22	0
M5_89a	5.94266	2.12669	0.07546	0.52167	1002.60	19.72	1080.91	10.43	7
M5_88a	5.71920	2.13420	0.07361	0.47267	1038.78	20.44	1030.70	9.53	-1
M5_87a	5.37149	2.06795	0.07535	0.27893	1100.58	20.89	1077.86	5.59	-2
M5_86a	5.23274	2.05381	0.07741	0.27399	1127.36	21.21	1131.84	5.45	0
M5_85a	5.56513	2.05950	0.07339	0.40007	1065.28	20.19	1024.66	8.07	-4
M5_84b	6.08090	2.14411	0.07152	0.75307	981.45	19.49	972.38	15.28	-1
M5_84a	5.90854	2.12567	0.07237	0.59720	1007.96	19.80	996.41	12.09	-1
M5_83a	5.08184	2.20529	0.08431	0.39071	1157.99	23.33	1299.76	7.57	11
M5_82a	5.33558	2.13641	0.07582	0.36368	1107.39	21.70	1090.38	7.27	-2
M5_81a	5.36788	2.12038	0.07505	0.50217	1101.26	21.43	1069.94	10.06	-3
M5_80a	5.18637	2.12877	0.07974	1.21995	1136.60	22.14	1190.63	23.90	5
M5_79a	5.83146	2.20520	0.08103	1.24243	1020.28	20.78	1222.27	24.22	17
M5_78a	5.31634	2.18184	0.07543	1.38631	1111.07	22.23	1079.85	27.57	-3
M5_77a	5.27565	2.03285	0.07563	1.22204	1118.94	20.85	1085.30	24.31	-3
M5_76a	5.84741	2.19199	0.07754	1.28360	1017.71	20.60	1135.18	25.34	10
M5_75a	5.46377	2.09432	0.07587	1.24700	1083.47	20.85	1091.72	24.78	1
M5_74a	6.25143	2.13372	0.07465	1.26006	956.57	18.94	1059.16	25.16	10
M5_73a	5.59398	2.06513	0.07333	1.23419	1060.22	20.16	1023.07	24.78	-4
M5_72a	5.48632	2.06924	0.07416	1.22859	1079.37	20.53	1045.84	24.58	-3
M5_71a	5.54252	2.10099	0.07398	1.30482	1069.29	20.67	1040.80	26.11	-3
M5_68a	5.16035	2.05608	0.07727	1.23726	1141.85	21.48	1128.08	24.45	-1
M5_67a	5.33484	2.06477	0.07550	1.22512	1107.53	20.98	1081.74	24.38	-2
M5_66a	5.07439	2.12272	0.07895	1.22930	1159.55	22.49	1170.89	24.15	1
M5_65a	5.30592	2.15698	0.07878	1.25987	1113.08	22.01	1166.51	24.76	5
M5_64a	5.19573	2.08758	0.08049	1.24693	1134.72	21.68	1208.92	24.36	6
M5_63a	6.54316	3.67828	0.07759	1.29920	916.82	31.36	1136.50	25.64	19
M5_62a	3.73638	2.06860	0.09167	1.22408	1528.81	28.09	1460.55	23.09	-5
M5_61a	4.98886	2.08766	0.08330	1.24875	1177.72	22.43	1276.32	24.16	8
M5_60a	5.21847	2.06424	0.07635	1.23259	1130.18	21.36	1104.36	24.45	-2
M5_59a	5.07924	2.10794	0.07803	1.25128	1158.54	22.31	1147.71	24.66	-1
M5_58a	5.54804	2.05942	0.07439	1.22316	1068.31	20.24	1051.95	24.45	-2
M5_57a	3.74071	2.08662	0.09192	1.23893	1527.23	28.31	1465.73	23.35	-4
M5_56a	5.32742	2.05880	0.07440	1.21611	1108.95	20.94	1052.43	24.31	-5
M5_55a	5.37774	2.07716	0.07708	1.25293	1099.41	20.96	1123.22	24.78	2
M5_54a	4.68723	2.13460	0.08181	1.29861	1246.62	24.15	1240.93	25.24	0
M5_53a	5.78278	2.11642	0.08024	1.22803	1028.22	20.08	1202.92	24.01	15
M5_52a	5.34175	2.06056	0.07417	1.22706	1106.21	20.91	1046.19	24.55	-6
M5_51a	5.48691	2.09304	0.07355	1.22431	1079.26	20.77	1029.12	24.56	-5
M5_50a	5.57994	2.08841	0.07305	1.25394	1062.68	20.43	1015.42	25.20	-5
M5_49a	5.29950	2.05445	0.08036	1.22592	1114.31	20.99	1205.84	23.96	8
M5_48a	5.82989	2.09329	0.07292	1.26244	1020.53	19.73	1011.80	25.38	-1
M5_47a	5.97126	2.10999	0.07328	1.22361	998.15	19.48	1021.69	24.57	2
M5_46a	4.30923	2.10228	0.08625	1.28046	1345.29	25.48	1343.88	24.53	0
M5_45a	5.11910	2.07846	0.07554	1.22767	1150.28	21.86	1082.98	24.43	-6

M5_44a	5.31636	2.07106	0.07626	1.27235	1111.07	21.10	1101.88	25.24	-1
M5_43a	5.89852	2.23198	0.07390	1.28724	1009.54	20.82	1038.78	25.77	3
M5_42a	5.73208	2.14858	0.07282	1.35213	1036.62	20.54	1008.97	27.18	-3
M5_41a	5.33170	2.12904	0.07747	1.32925	1108.13	21.64	1133.20	26.24	2
M5_40a	5.21760	2.15350	0.07475	1.34931	1130.36	22.29	1061.91	26.91	-6
M5_39a	5.14537	2.05827	0.07611	1.23657	1144.89	21.55	1097.86	24.55	-4
M5_38a	5.47043	2.04068	0.07358	1.23181	1082.26	20.30	1029.89	24.70	-5
M5_37a	4.88062	2.05396	0.07838	1.24042	1201.55	22.48	1156.57	24.41	-4
M5_36a	5.75806	2.14399	0.07186	1.35526	1032.30	20.42	982.11	27.36	-5
M5_35a	5.27222	2.32605	0.07600	1.24424	1119.61	23.86	1095.00	24.71	-2
M5_34a	4.35513	2.64539	0.08219	1.25287	1332.48	31.77	1249.99	24.33	-7
M5_33a	5.03443	2.11686	0.08248	1.24628	1167.97	22.57	1256.91	24.18	7
M5_32a	5.25849	2.07989	0.07568	1.26303	1122.29	21.39	1086.49	25.11	-3
M5_31a	4.20772	2.06043	0.08505	1.22757	1374.51	25.45	1316.65	23.62	-4
M5_30a	4.95357	2.04634	0.07983	1.23237	1185.38	22.12	1192.75	24.13	1
M5_28a	4.64761	2.05453	0.08153	1.25176	1256.27	23.41	1234.30	24.36	-2
M5_27a	5.69547	2.06856	0.07305	1.23500	1042.77	19.89	1015.36	24.82	-3
M5_26a	4.84705	2.07515	0.08002	1.23526	1209.13	22.84	1197.41	24.17	-1
M5_25a	5.05096	2.07493	0.07674	1.27657	1164.47	22.07	1114.32	25.27	-5
M5_24a	5.16669	2.06586	0.07758	1.25713	1140.56	21.56	1136.13	24.81	0
M5_22a	4.77451	2.24870	0.08183	1.55614	1225.86	25.05	1241.54	30.19	1
M5_21a	5.73089	2.07672	0.07344	1.23705	1036.82	19.86	1026.19	24.82	-1
M5_20a	5.08263	2.07123	0.07550	1.22572	1157.83	21.91	1081.74	24.39	-7
M5_19a	5.48030	2.10383	0.07700	1.22631	1080.46	20.89	1121.15	24.26	4
M5_18a	5.11154	2.04723	0.07709	1.22970	1151.83	21.56	1123.65	24.32	-3
M5_14a	5.22866	2.05371	0.07689	1.22709	1128.16	21.22	1118.34	24.29	-1
M5_13a	4.47386	2.19692	0.08408	1.38142	1300.45	25.82	1294.40	26.63	0
M5_12a	5.85664	2.27696	0.07762	1.25607	1016.22	21.37	1137.29	24.79	11
M5_11a	3.58773	2.10740	0.09438	1.23384	1584.95	29.54	1515.64	23.10	-5
M5_10a	5.52380	2.05060	0.07519	1.25380	1072.63	20.23	1073.46	24.98	0
M5_7a	5.79882	1.42848	0.07384	0.96153	1025.59	13.53	1037.04	19.30	1
M5_8a	5.39756	1.71979	0.08146	0.93180	1095.70	17.31	1232.49	18.17	11
M5_6a	4.95070	1.40728	0.07892	0.99350	1186.01	15.23	1170.20	19.55	-1
M5_5a	4.45233	1.43575	0.08157	0.97513	1306.14	16.95	1235.19	19.01	-6
M5_3a	6.07526	1.50610	0.07112	1.13545	982.30	13.71	960.80	23.03	-2
M5_2a	6.04144	1.41115	0.07228	1.00782	987.40	12.91	993.89	20.35	1
M5_1a	6.10584	1.70329	0.07183	1.39894	977.74	15.43	981.21	28.23	0
M4_1a	5.85462	2.03689	0.07369	1.17186	1016.55	19.13	1033.11	23.50	2

## MUESTRA M 8 - FORMACIÓN EL DESECHO

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

### ANÁLISIS ACEPTADOS:

M8_118a	3.74414	2.03337	0.09097	1.12908	1525.98	27.57	1445.91	21.35	-6
M8_117a	3.83996	2.62700	0.09378	1.24298	1491.99	34.89	1503.78	23.31	1
M8_116a	5.16396	2.09571	0.08260	1.14947	1141.12	21.88	1259.89	22.30	9

Maximiliano Naipauer (2007)

M8_114a	3.95697	2.12697	0.08808	1.17794	1452.48	27.60	1384.21	22.46	-5
M8_113a	4.55568	2.07679	0.08178	1.18728	1279.27	24.05	1240.31	23.09	-3
M8_112a	5.01814	2.06585	0.07773	1.21655	1171.44	22.09	1139.94	24.01	-3
M8_111a	3.96712	2.18898	0.08545	1.19849	1449.15	28.35	1325.77	23.03	-9
M8_110a	11.10143	2.12613	0.05900	1.35253	556.00	11.32	566.96	29.18	2
M8_109a	4.69252	2.15870	0.08314	1.17634	1245.34	24.40	1272.45	22.78	2
M8_108a	4.51958	2.15721	0.08209	1.23747	1288.53	25.15	1247.72	24.04	-3
M8_107a	5.00051	2.09842	0.08024	1.21121	1175.21	22.50	1202.82	23.68	2
M8_106a	4.42802	2.16745	0.08108	1.15900	1312.63	25.69	1223.38	22.60	-7
M8_105a	3.87530	2.21270	0.08996	1.13704	1479.83	29.19	1424.65	21.56	-4
M8_104a	5.59027	2.47207	0.07517	1.25786	1060.86	24.14	1073.11	25.06	1
M8_103a	5.27704	2.86730	0.07770	1.29687	1118.67	29.38	1139.26	25.58	2
M8_102a	5.39060	2.21683	0.07537	1.21547	1097.00	22.32	1078.45	24.20	-2
M8_100a	3.77932	2.26653	0.09883	1.18624	1513.32	30.50	1602.07	21.97	6
M8_99a	4.13657	2.10688	0.08714	1.20549	1395.77	26.39	1363.53	23.04	-2
M8_98a	5.02084	6.80539	0.07829	1.27628	1170.86	72.46	1154.27	25.12	-1
M8_97a	3.84968	5.20005	0.08830	1.22353	1488.62	68.75	1388.94	23.30	-7
M8_82b	3.64238	2.46605	0.10068	1.31450	1563.83	34.15	1636.60	24.21	4
M8_94a	6.28376	2.70447	0.07513	1.13690	952.00	23.89	1071.91	22.67	11
M8_93a	5.57384	3.05304	0.07955	1.21426	1063.75	29.87	1185.95	23.80	10
M8_92a	5.90946	2.52814	0.07892	1.16523	1007.81	23.54	1170.03	22.90	14
M8_90a	5.20305	2.11505	0.07631	1.14389	1133.25	21.94	1103.12	22.70	-3
M8_89a	5.46199	2.47346	0.07622	1.14241	1083.80	24.63	1100.98	22.68	2
M8_88a	5.43025	2.09797	0.07446	1.15258	1089.63	21.00	1054.04	23.04	-3
M8_87a	5.20866	2.23542	0.07917	1.20782	1132.13	23.17	1176.48	23.71	4
M8_84a	3.26579	2.39493	0.09906	1.19948	1722.00	36.09	1606.45	22.20	-7
M8_83a	4.91463	2.48874	0.07927	1.21234	1193.96	27.07	1178.98	23.79	-1
M8_81a	4.79024	2.35879	0.07807	1.25243	1222.20	26.21	1148.76	24.68	-6
M8_79a	4.28247	2.86110	0.09495	1.23723	1352.87	34.82	1527.13	23.13	11
M8_78a	5.13488	2.11626	0.07623	1.13921	1147.04	22.20	1101.12	22.62	-4
M8_76a	4.06117	2.06041	0.08605	1.12704	1419.03	26.19	1339.28	21.63	-6
M8_75a	4.45892	2.14731	0.08134	1.14162	1304.40	25.31	1229.74	22.25	-6
M8_74a	4.14757	2.48311	0.08563	1.36319	1392.44	31.02	1329.79	26.16	-5
M8_73a	3.91486	2.28569	0.09803	1.40515	1466.45	29.91	1587.07	26.04	8
M8_72a	3.16807	2.48030	0.10289	1.20008	1768.45	38.25	1676.93	22.01	-5
M8_71a	4.05171	2.23676	0.08862	1.22167	1422.00	28.48	1395.91	23.25	-2
M8_70a	4.66588	2.44583	0.08226	1.22211	1251.80	27.77	1251.80	23.73	0
M8_69a	5.22772	2.30141	0.08042	1.41000	1128.35	23.78	1207.40	27.52	7
M8_68a	5.30794	2.18546	0.07872	1.21150	1112.69	22.30	1164.99	23.82	4
M8_67a	5.23844	2.46813	0.08023	1.20113	1126.23	25.45	1202.73	23.49	6
M8_66a	4.41175	2.14097	0.08263	1.17231	1317.01	25.45	1260.51	22.74	-4
M8_64a	5.91357	2.03982	0.07558	1.12693	1007.17	18.99	1083.87	22.43	7
M8_63a	3.99110	2.07112	0.08931	1.16691	1441.35	26.69	1410.82	22.17	-2
M8_62a	5.22557	2.43078	0.07511	1.35931	1128.77	25.12	1071.53	27.07	-5
M8_61a	4.71070	2.12098	0.08046	1.27428	1240.97	23.90	1208.19	24.89	-3
M8_60a	5.82516	2.52563	0.08336	1.28401	1021.30	23.81	1277.56	24.83	20
M8_59a	4.46924	2.09999	0.08174	1.16676	1301.67	24.70	1239.22	22.70	-5
M8_58a	4.19525	2.09312	0.08755	1.12318	1378.19	25.92	1372.69	21.45	0
M8_57a	4.50060	2.36585	0.07719	1.17456	1293.45	27.67	1126.08	23.23	-15
M8_56a	5.07987	2.13224	0.07618	1.15439	1158.41	22.57	1099.91	22.92	-5
M8_55a	5.04290	2.18068	0.07912	1.21450	1166.17	23.22	1175.22	23.84	1

M8_54a	5.11382	2.25248	0.07517	1.23705	1151.36	23.71	1073.06	24.65	-7
M8_53a	5.06850	2.14336	0.07615	1.14319	1160.78	22.73	1098.91	22.71	-6
M8_52a	4.32865	2.26519	0.08266	1.17837	1339.84	27.35	1261.08	22.86	-6
M8_50a	4.71945	2.16581	0.07596	1.15855	1238.87	24.36	1094.00	23.02	-13
M8_49a	4.65927	2.25883	0.08238	1.18136	1253.41	25.68	1254.57	22.93	0
M8_48a	5.07923	2.26909	0.07472	1.23215	1158.54	24.02	1060.94	24.60	-9
M8_47a	3.96565	2.12534	0.08577	1.18191	1449.63	27.53	1333.08	22.69	-9
M8_46a	4.09803	2.03488	0.08735	1.12637	1407.56	25.68	1368.21	21.53	-3
M8_44a	5.02435	2.06513	0.07680	1.14131	1170.11	22.06	1115.92	22.61	-5
M8_43a	8.91840	2.28641	0.06038	1.28540	685.09	14.84	617.06	27.51	-11
M8_42a	3.98145	2.17878	0.08715	1.16112	1444.48	28.13	1363.86	22.20	-6
M8_41a	5.07977	2.13524	0.07601	1.18068	1158.43	22.60	1095.41	23.46	-6
M8_40a	4.29202	2.19397	0.08415	1.22596	1350.15	26.67	1296.00	23.65	-4
M8_39a	4.00082	2.03384	0.08799	1.14496	1438.21	26.16	1382.34	21.84	-4
M8_38a	4.90054	2.03858	0.07693	1.14328	1197.09	22.23	1119.47	22.64	-7
M8_36a	3.92142	2.13330	0.08746	1.17032	1464.26	27.88	1370.65	22.35	-7
M8_35a	4.95325	2.17349	0.07783	1.14128	1185.45	23.49	1142.47	22.52	-4
M8_34a	5.12329	2.10946	0.07696	1.25292	1149.41	22.17	1120.21	24.79	-3
M8_33a	5.13589	2.08858	0.07498	1.22313	1146.83	21.91	1067.97	24.39	-7
M8_32a	5.22266	2.08510	0.07573	1.22044	1129.35	21.56	1088.06	24.27	-4
M8_31a	4.76744	2.44117	0.08186	1.29967	1227.52	27.23	1242.27	25.26	1
M8_30a	5.14083	2.14882	0.07508	1.28662	1145.82	22.52	1070.55	25.64	-7
M8_29a	5.02875	2.13621	0.07645	1.18521	1169.18	22.80	1107.00	23.51	-6
M8_28a	4.04072	2.12595	0.08813	1.12204	1425.47	27.13	1385.28	21.40	-3
M8_27a	11.20945	2.19722	0.05804	1.42545	550.87	11.59	531.18	30.92	-4
M8_26a	5.26790	2.14173	0.07785	1.21301	1120.45	21.99	1143.10	23.92	2
M8_25a	5.10642	2.19741	0.07718	1.16907	1152.89	23.16	1125.77	23.12	-2
M8_24a	3.89630	2.29126	0.08787	1.23251	1472.70	30.10	1379.73	23.50	-7
M8_23a	4.34837	2.05939	0.08356	1.14993	1334.35	24.77	1282.34	22.24	-4
M8_22a	4.93704	2.15827	0.07661	1.28990	1189.01	23.39	1110.95	25.55	-7
M8_21a	3.98322	2.04511	0.08793	1.14582	1443.91	26.40	1381.01	21.86	-5
M8_20a	3.88974	2.11055	0.08796	1.19313	1474.92	27.76	1381.51	22.75	-7
M8_19a	3.93830	2.08521	0.09130	1.14804	1458.64	27.16	1452.86	21.69	0
M8_18a	5.30049	2.18249	0.07744	1.19935	1114.12	22.29	1132.43	23.69	2
M8_17a	6.11924	2.49279	0.07937	1.17273	975.75	22.53	1181.34	23.01	17
M8_16a	5.14095	2.37154	0.07720	1.42582	1145.80	24.85	1126.29	28.15	-2
M8_14a	3.87898	2.10261	0.08869	1.12652	1478.58	27.72	1397.51	21.44	-6
M8_12a	4.29240	2.18320	0.08900	1.19240	1350.05	26.54	1404.12	22.67	4
M8_13a	5.00715	2.15809	0.07719	1.23928	1173.79	23.12	1126.03	24.50	-4
M8_11a	4.23309	2.21130	0.09738	1.17421	1367.09	27.18	1574.49	21.82	13
M8_10a	3.81453	2.32187	0.09323	1.39267	1500.86	31.01	1492.58	26.13	-1
M8_9a	5.28455	2.27682	0.07716	1.22671	1117.21	23.31	1125.27	24.26	1
M8_8a	3.96477	2.13435	0.09840	1.17889	1449.92	27.65	1594.03	21.85	9
M8_6a	4.90721	2.12003	0.07771	1.14285	1195.60	23.09	1139.52	22.56	-5
M8_5a	4.84632	2.15291	0.07738	1.15235	1209.30	23.70	1131.04	22.78	-7
M8_4a	3.77582	2.06649	0.09059	1.13414	1514.57	27.83	1438.10	21.47	-5
M8_2a	3.87833	2.08201	0.08833	1.13732	1478.80	27.45	1389.60	21.67	-6
M8_1a	4.69941	2.09880	0.07633	1.14946	1243.68	23.70	1103.62	22.81	-13

**MUESTRA QLi1 - CALIZA ANGACOS**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

QLi1_138a	4.34169	4.39150	0.08729	0.89300	1336.20	52.78	1366.97	17.10	2
QLi1_137a	5.43968	4.37450	0.07534	0.91050	1087.89	43.64	1077.50	18.17	-1
QLi1_136a	5.46120	4.37519	0.07695	0.90371	1083.94	43.50	1119.93	17.92	3
QLi1_135a	4.20982	4.39454	0.08858	0.97753	1373.89	54.15	1395.13	18.63	2
QLi1_134a	5.09793	4.44845	0.07657	0.91123	1154.65	46.86	1109.91	18.10	-4
QLi1_131a	4.28790	4.38242	0.08743	0.92535	1351.32	53.21	1369.89	17.70	1
QLi1_130a	4.09560	4.41527	0.08942	0.88882	1408.31	55.62	1413.19	16.91	0
QLi1_128a	4.24955	4.41036	0.08755	0.89165	1362.32	53.93	1372.64	17.06	1
QLi1_125a	4.24000	4.36682	0.08777	0.83497	1365.08	53.50	1377.53	15.97	1
QLi1_124a	4.18027	4.38173	0.08772	0.86796	1382.64	54.30	1376.29	16.60	0
QLi1_122a	5.20765	4.37123	0.07689	0.86479	1132.34	45.23	1118.26	17.16	-1
QLi1_121a	5.21556	4.40774	0.07731	0.99515	1130.76	45.55	1129.25	19.70	0
QLi1_120a	4.75553	4.51633	0.08851	1.00014	1230.32	50.39	1393.50	19.06	12
QLi1_119a	4.35459	4.40307	0.08868	0.99190	1332.63	52.79	1397.17	18.90	5
QLi1_118a	5.41609	4.41297	0.07673	0.93983	1092.25	44.19	1114.14	18.65	2
QLi1_117a	5.01893	4.41692	0.09213	0.83910	1171.27	47.13	1470.05	15.85	20
QLi1_114a	4.68870	4.36716	0.08370	0.88251	1246.26	49.30	1285.64	17.09	3
QLi1_113a	5.52136	4.41472	0.07689	0.89590	1073.06	43.49	1118.46	17.77	4
QLi1_112a	4.23200	4.40064	0.08689	0.90055	1367.41	53.99	1358.01	17.26	-1
QLi1_111a	4.23490	4.38477	0.08766	0.90934	1366.56	53.77	1375.14	17.39	1
QLi1_110a	4.13082	4.41173	0.09009	0.88182	1397.51	55.19	1427.48	16.74	2
QLi1_109a	4.52712	4.41792	0.08400	1.08273	1286.58	51.32	1292.67	20.92	0
QLi1_108a	4.16334	4.41509	0.08756	0.88872	1387.69	54.89	1372.80	17.00	-1
QLi1_106a	4.43092	4.55539	0.08644	1.19691	1311.85	53.85	1348.03	22.93	3
QLi1_105a	5.48491	4.38129	0.07728	1.02086	1079.63	43.41	1128.53	20.20	4
QLi1_104a	4.24915	4.36892	0.08615	0.93565	1362.43	53.43	1341.58	17.97	-2
QLi1_103a	4.25750	4.36864	0.08832	0.87906	1360.02	53.34	1389.38	16.78	2
QLi1_102a	4.26972	4.37506	0.08867	0.89747	1356.51	53.30	1397.09	17.11	3
QLi1_101a	4.29211	4.40002	0.08706	0.92223	1350.13	53.38	1361.84	17.66	1
QLi1_100a	5.24185	4.38531	0.07804	0.91264	1125.56	45.13	1147.81	18.02	2
QLi1_99a	5.20611	4.40072	0.07574	0.90512	1132.64	45.55	1088.13	18.03	-4
QLi1_98a	4.21620	4.36822	0.08694	0.86301	1372.02	53.76	1359.12	16.54	-1
QLi1_97a	4.32990	4.42740	0.08490	1.09250	1339.49	53.33	1313.27	21.05	-2
QLi1_96a	5.57247	4.37455	0.07560	0.90116	1063.99	42.76	1084.45	17.96	2
QLi1_95a	5.28287	4.38637	0.07533	0.90963	1117.53	44.85	1077.33	18.15	-4
QLi1_94b	5.02214	4.39516	0.07691	0.95789	1170.58	46.88	1118.89	18.99	-5
QLi1_94a	5.37098	4.39355	0.07643	1.00195	1100.68	44.30	1106.47	19.90	1
QLi1_91a	5.46026	4.36263	0.07714	0.88295	1084.11	43.39	1124.91	17.50	4
QLi1_90a	4.16975	4.36913	0.08738	0.87599	1385.77	54.25	1368.87	16.77	-1
QLi1_89a	5.68403	4.39165	0.07596	0.87706	1044.71	42.22	1094.08	17.46	5
QLi1_86a	4.99862	4.39902	0.08070	0.98264	1175.62	47.10	1214.20	19.21	3
QLi1_83a	5.15536	4.38631	0.07603	0.90055	1142.86	45.77	1095.80	17.92	-4
QLi1_78a	4.20449	3.42057	0.08705	0.88592	1375.46	42.23	1361.68	16.97	-1

QLli1_77a	4.09607	3.46446	0.08726	0.93457	1408.17	43.68	1366.15	17.89	-3
QLli1_76a	4.15112	3.49707	0.08747	0.93431	1391.37	43.62	1370.87	17.87	-1
QLli1_74a	5.24932	3.77851	0.07641	1.01494	1124.09	38.86	1105.75	20.15	-2
QLli1_71a	4.57590	3.38267	0.08531	0.91002	1274.14	38.99	1322.68	17.53	4
QLli1_70a	5.50733	3.44354	0.07586	0.84305	1075.58	34.02	1091.25	16.80	1
QLli1_68a	4.91837	3.45073	0.09164	0.84158	1193.13	37.48	1459.97	15.91	18
QLli1_67a	5.32685	3.54338	0.07430	1.02197	1109.06	36.00	1049.50	20.46	-6
QLli1_66a	5.42414	3.56788	0.07951	1.26489	1090.76	35.70	1184.98	24.79	8
QLli1_65a	4.10603	3.35577	0.08762	0.79998	1405.10	42.23	1374.09	15.31	-2
QLli1_64a	4.18393	3.39781	0.08750	0.92692	1381.55	42.12	1371.56	17.73	-1
QLli1_63b	4.20464	3.36411	0.08829	0.88874	1375.42	41.53	1388.78	16.96	1
QLli1_62b	4.24713	3.34924	0.08728	0.79049	1363.02	41.02	1366.70	15.14	0
QLli1_62a	4.26197	3.45841	0.08581	0.83538	1358.74	42.23	1333.95	16.07	-2
QLli1_61a	4.18555	3.34452	0.08636	0.80346	1381.07	41.44	1346.29	15.43	-3
QLli1_60a	4.20085	3.71489	0.08408	0.77945	1376.54	45.88	1294.34	15.08	-6
QLli1_59a	4.22252	3.33934	0.08764	0.77627	1370.17	41.09	1374.69	14.86	0
QLli1_58a	4.59706	3.38279	0.07965	0.78953	1268.81	38.84	1188.38	15.51	-7
QLli1_57a	4.15485	3.50227	0.08652	1.29118	1390.24	43.65	1349.86	24.72	-3
QLli1_56a	4.23093	3.39158	0.08769	0.83610	1367.72	41.66	1375.66	15.99	1
QLli1_55a	4.20565	3.38514	0.08778	0.79361	1375.12	41.78	1377.67	15.18	0
QLli1_54a	5.25595	3.48361	0.07617	0.85263	1122.79	35.80	1099.67	16.96	-2
QLli1_53b	4.04451	3.41183	0.09115	0.79127	1424.27	43.45	1449.68	14.99	2
QLli1_53a	4.36451	3.36038	0.08665	0.82607	1329.89	40.25	1352.66	15.85	2
QLli1_52a	4.95340	3.44678	0.07641	0.82402	1185.42	37.21	1105.71	16.38	-7
QLli1_49a	5.75754	3.38236	0.07502	0.98162	1032.38	32.19	1069.11	19.60	3
QLli1_48a	5.30611	3.43629	0.07633	1.03190	1113.04	35.03	1103.63	20.50	-1
QLli1_47a	4.17058	3.43101	0.09108	1.00106	1385.53	42.63	1448.26	18.94	4
QLli1_46a	4.13399	3.41180	0.08841	0.96737	1396.55	42.70	1391.42	18.45	0
QLli1_44a	4.18495	3.47618	0.08740	0.90576	1381.25	43.07	1369.38	17.33	-1
QLli1_43a	5.03147	3.35680	0.07640	0.78406	1168.60	35.78	1105.54	15.59	-6
QLli1_42a	4.21136	3.40977	0.08794	0.85659	1373.44	42.04	1381.15	16.37	1
QLli1_41a	4.18775	3.52479	0.09093	0.97004	1380.41	43.65	1445.09	18.36	4
QLli1_40a	4.26726	3.47947	0.08695	0.86949	1357.22	42.44	1359.46	16.67	0
QLli1_39a	5.04423	3.41448	0.07618	0.88139	1165.89	36.31	1099.71	17.53	-6
QLli1_38a	4.21633	3.47272	0.08920	0.89632	1371.98	42.77	1408.37	17.06	3
QLli1_37a	3.97026	3.40356	0.08690	0.82512	1448.13	43.99	1358.28	15.82	-7
QLli1_36b	4.16469	3.39755	0.08762	0.75972	1387.29	42.27	1374.25	14.54	-1
QLli1_36a	4.08103	3.38951	0.08860	0.78338	1412.83	42.86	1395.57	14.95	-1
QLli1_35a	4.10608	3.50736	0.08784	0.82518	1405.08	44.13	1379.03	15.78	-2
QLli1_34a	5.29446	3.37678	0.07701	0.85934	1115.29	34.49	1121.56	17.04	1
QLli1_31a	5.12610	3.38990	0.07715	0.81554	1148.84	35.57	1125.12	16.17	-2
QLli1_30a	4.80257	3.52143	0.07800	0.87810	1219.34	39.00	1146.89	17.35	-6
QLli1_29a	5.14150	3.36896	0.07439	0.79767	1145.68	35.27	1052.07	15.99	-9
QLli1_28a	3.76315	3.52859	0.08846	0.86751	1519.11	47.58	1392.59	16.55	-9
QLli1_27a	3.86061	3.39165	0.08854	0.80378	1484.86	44.83	1394.15	15.34	-7
QLli1_26a	4.07185	3.40134	0.08717	0.79722	1415.69	43.09	1364.16	15.28	-4
QLli1_25a	4.16799	3.44558	0.08818	0.96971	1386.30	42.84	1386.38	18.51	0
QLli1_24a	5.12094	3.50485	0.07592	1.00327	1149.90	36.81	1093.09	19.96	-5
QLli1_22a	5.09522	3.43718	0.07718	0.85705	1155.21	36.25	1125.81	16.99	-3
QLli1_21a	4.12228	3.38322	0.08634	0.87787	1400.12	42.44	1345.78	16.86	-4
QLli1_20a	4.17711	3.42370	0.08673	0.84729	1383.58	42.49	1354.44	16.25	-2

Maximiliano Naipauer (2007)

QLli1_19a	5.47117	3.44558	0.07631	0.78514	1082.12	34.23	1103.29	15.62	2
QLli1_16a	3.76479	3.50454	0.08776	0.80108	1518.53	47.24	1377.28	15.32	-10
QLli1_15a	4.99426	3.45192	0.07741	0.79929	1176.55	37.02	1131.70	15.83	-4
QLli1_14a	4.00273	3.38915	0.08685	0.88868	1437.60	43.52	1357.26	17.04	-6
QLli1_13a	4.35904	3.38909	0.08239	0.77930	1331.40	40.64	1254.81	15.17	-6
QLli1_12a	2.99793	3.46008	0.10873	0.77316	1855.63	55.55	1778.17	14.04	-4
QLli1_11a	5.15320	3.38826	0.07703	0.78485	1143.30	35.40	1121.90	15.57	-2
QLli1_10a	4.09776	3.43596	0.08714	0.80997	1407.64	43.30	1363.65	15.52	-3
QLli1_9a	5.11849	3.44112	0.07783	0.89018	1150.40	36.15	1142.64	17.60	-1
QLli1_8a	4.60952	3.45628	0.08298	0.82338	1265.70	39.60	1268.69	15.99	0
QLli1_7a	4.01791	3.82470	0.08730	1.06037	1432.73	48.95	1367.14	20.28	-5
QLli1_6a	4.24967	3.49681	0.08636	0.80437	1362.28	42.80	1346.28	15.45	-1
QLli1_5a	4.16256	3.70083	0.09059	1.11145	1387.93	46.05	1438.07	21.04	3
QLli1_3a	5.45219	3.44895	0.07665	0.81776	1085.59	34.37	1112.08	16.24	2
QLli1_1a	3.82237	3.81443	0.08779	0.87064	1498.11	50.79	1377.83	16.65	-9

**MUESTRA CV 1 - CERRO VALDIVIA**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

CV1_131a	6.34321	1.76245	0.07209	1.07969	943.70	15.45	988.50	21.81	5
CV1_128a	3.03524	1.60140	0.11359	0.95072	1835.78	25.53	1857.64	17.08	1
CV1_127a	5.43298	1.63878	0.07562	0.96657	1089.12	16.40	1085.07	19.26	0
CV1_124a	5.43555	1.89588	0.07516	0.98900	1088.65	18.96	1072.73	19.74	-1
CV1_123a	6.13405	1.77183	0.07400	0.96972	973.56	15.99	1041.58	19.45	7
CV1_122a	5.57287	1.52397	0.07501	0.98005	1063.92	14.93	1068.80	19.57	0
CV1_121a	5.41584	1.60349	0.07341	1.02083	1092.29	16.09	1025.20	20.52	-7
CV1_120a	5.83724	1.63657	0.07580	1.05514	1019.35	15.41	1089.72	21.00	6
CV1_119a	5.58280	1.55051	0.07355	0.96072	1062.17	15.17	1029.19	19.30	-3
CV1_118a	4.23507	1.67515	0.08897	1.08570	1366.51	20.59	1403.42	20.66	3
CV1_117a	5.03187	1.70020	0.07838	0.95365	1168.51	18.14	1156.45	18.80	-1
CV1_116a	5.89061	1.54380	0.07319	0.96927	1010.80	14.43	1019.21	19.50	1
CV1_115a	5.70681	2.17127	0.08410	1.03194	1040.86	20.84	1294.81	19.94	20
CV1_114a	6.15223	1.76544	0.07618	0.98717	970.89	15.89	1099.87	19.62	12
CV1_113a	5.04213	1.94917	0.07924	1.13714	1166.34	20.76	1178.02	22.33	1
CV1_112a	5.66976	1.65293	0.07335	0.96698	1047.14	15.96	1023.56	19.44	-2
CV1_110a	3.12932	1.66162	0.11289	0.94751	1787.57	25.89	1846.39	17.04	3
CV1_109a	5.78822	1.58199	0.07312	0.95025	1027.33	15.01	1017.25	19.13	-1
CV1_108a	5.49819	2.19560	0.07832	1.05511	1077.23	21.74	1155.10	20.80	7
CV1_107a	6.27105	1.68166	0.07304	1.00471	953.79	14.89	1015.09	20.22	6
CV1_106a	4.69220	1.68894	0.08191	0.97906	1245.42	19.10	1243.31	19.06	0
CV1_105a	5.98497	1.81353	0.07335	1.03009	996.03	16.72	1023.73	20.70	3
CV1_104a	5.50141	1.48188	0.07460	0.95026	1076.65	14.68	1057.72	19.01	-2
CV1_103a	4.79940	1.69535	0.08113	1.06037	1220.07	18.82	1224.68	20.69	0
CV1_101a	5.25684	1.74351	0.08327	0.99443	1122.61	17.94	1275.50	19.27	12
CV1_100a	5.63989	1.84053	0.07294	1.12195	1052.25	17.84	1012.25	22.58	-4

CV1_99a	5.87405	1.69663	0.07203	1.00664	1013.44	15.89	986.66	20.35	-3
CV1_98a	5.12852	1.64364	0.07940	1.03513	1148.34	17.27	1182.20	20.32	3
CV1_97a	5.27029	1.51244	0.07864	0.95897	1119.98	15.53	1163.07	18.89	4
CV1_96a	7.73481	1.71634	0.06453	1.21635	783.79	12.65	759.05	25.45	-3
CV1_95a	5.72364	1.50809	0.07321	0.97891	1038.03	14.44	1019.66	19.69	-2
CV1_94a	5.81555	1.91840	0.07289	1.14901	1022.86	18.12	1010.99	23.12	-1
CV1_93a	5.73794	1.45568	0.07341	1.00340	1035.64	13.91	1025.25	20.17	-1
CV1_91a	5.02113	1.60171	0.07753	1.03571	1170.80	17.13	1134.84	20.48	-3
CV1_90a	6.18773	1.78379	0.07202	1.31320	965.72	15.98	986.48	26.50	2
CV1_89a	5.95870	1.50691	0.07364	0.99102	1000.10	13.94	1031.48	19.90	3
CV1_88a	5.55359	1.55271	0.08170	0.99737	1067.32	15.26	1238.24	19.43	14
CV1_87a	6.05350	1.43346	0.07341	0.94272	985.58	13.09	1025.32	18.95	4
CV1_85a	6.12637	1.43517	0.07312	0.93862	974.70	12.97	1017.39	18.90	4
CV1_84a	5.18327	1.42418	0.07714	0.96091	1137.22	14.83	1124.69	19.03	-1
CV1_83a	5.49149	1.42660	0.07487	0.95828	1078.44	14.15	1065.01	19.15	-1
CV1_82a	5.41689	1.51674	0.07547	1.00487	1092.10	15.22	1081.16	20.03	-1
CV1_81a	5.91315	1.53664	0.07374	1.01379	1007.23	14.31	1034.30	20.35	3
CV1_80a	5.78261	1.42268	0.07420	0.95089	1028.25	13.51	1046.90	19.06	2
CV1_79a	5.37173	1.44880	0.07671	1.03431	1100.54	14.64	1113.72	20.51	1
CV1_78a	5.73023	1.49640	0.07419	1.02986	1036.93	14.32	1046.63	20.63	1
CV1_77a	5.41935	1.41612	0.07516	0.93537	1091.64	14.21	1072.79	18.67	-2
CV1_75a	5.36669	1.50624	0.07521	1.02512	1101.49	15.23	1074.25	20.45	-3
CV1_74b	7.05646	1.65180	0.06652	1.25007	854.35	13.20	822.91	25.88	-4
CV1_73a	5.33235	1.48602	0.07705	1.07680	1108.01	15.11	1122.60	21.32	1
CV1_72a	7.53153	1.47231	0.07013	1.06247	803.68	11.12	932.08	21.65	14
CV1_71a	5.49947	1.60359	0.07458	1.08865	1077.00	15.89	1057.23	21.76	-2
CV1_70a	5.87883	1.39240	0.07339	0.96557	1012.67	13.04	1024.65	19.41	1
CV1_69a	5.68627	1.41661	0.07447	0.97483	1044.33	13.64	1054.29	19.51	1
CV1_68a	5.96589	1.69340	0.07494	1.29707	998.98	15.65	1066.85	25.86	6
CV1_67a	5.07923	1.41171	0.07829	0.95005	1158.54	14.95	1154.19	18.74	0
CV1_66a	5.41256	1.47612	0.07554	0.98718	1092.90	14.82	1082.96	19.67	-1
CV1_65a	5.87998	1.42620	0.07346	0.94722	1012.49	13.35	1026.59	19.04	1
CV1_63a	3.85536	1.43254	0.09284	0.97981	1486.66	18.99	1484.61	18.45	0
CV1_62a	5.73313	1.52728	0.07328	1.21811	1036.45	14.61	1021.80	24.46	-1
CV1_61a	6.64264	2.09549	0.07328	1.42628	904.00	17.65	1021.80	28.60	12
CV1_60a	5.59755	1.61247	0.07524	1.35901	1059.59	15.74	1074.87	27.05	1
CV1_59a	5.38511	1.43241	0.07614	0.93532	1098.02	14.45	1098.64	18.60	0
CV1_58a	2.93439	1.44777	0.11511	0.92903	1890.45	23.68	1881.57	16.64	0
CV1_57a	5.67639	1.49445	0.07496	1.09169	1046.01	14.41	1067.36	21.79	2
CV1_56a	5.98426	1.55745	0.07373	1.08626	996.14	14.36	1034.22	21.79	4
CV1_55a	5.86050	1.46623	0.07318	0.95694	1015.60	13.76	1018.82	19.26	0
CV1_54a	4.97646	1.41635	0.08156	0.94276	1180.40	15.26	1234.95	18.38	4
CV1_53a	4.97630	1.45807	0.07921	1.01545	1180.44	15.71	1177.37	19.95	0
CV1_52a	5.90726	1.49255	0.07425	0.99835	1008.16	13.91	1048.37	20.00	4
CV1_51a	4.92966	1.47805	0.08010	1.09751	1190.63	16.05	1199.33	21.49	1
CV1_49a	5.78213	1.55450	0.07380	1.08507	1028.33	14.76	1035.93	21.76	1
CV1_48a	6.27920	1.42444	0.07081	0.98337	952.64	12.60	951.97	19.99	0
CV1_47a	5.77873	1.40761	0.07287	0.94978	1028.89	13.37	1010.42	19.14	-2
CV1_46a	5.81870	1.37987	0.05810	0.54779	1022.35	13.03	533.62	11.95	-92
CV1_44a	5.37047	2.24072	0.08008	0.96093	1100.78	22.63	1198.86	18.83	8
CV1_41a	6.22880	2.30988	0.07420	0.90236	959.80	20.57	1046.99	18.09	8

Maximiliano Naipauer (2007)

CV1_40a	6.23565	2.28184	0.07305	0.96991	958.82	20.30	1015.43	19.53	6
CV1_39a	6.31801	2.26883	0.07312	1.02029	947.20	19.96	1017.27	20.53	7
CV1_38a	6.04507	2.24953	0.07579	0.85860	986.85	20.55	1089.50	17.11	9
CV1_37a	5.87507	2.24949	0.07445	0.89491	1013.27	21.06	1053.60	17.92	4
CV1_35a	5.81144	2.37154	0.07606	0.86533	1023.53	22.41	1096.64	17.22	7
CV1_34a	5.12562	2.22511	0.08052	0.87076	1148.93	23.37	1209.85	17.05	5
CV1_33a	4.96894	2.27178	0.07990	0.94246	1182.03	24.49	1194.51	18.48	1
CV1_32a	5.83961	2.19181	0.07361	0.85755	1018.96	20.63	1030.69	17.24	1
CV1_31a	5.99776	2.22160	0.07344	0.86918	994.06	20.43	1026.03	17.48	3
CV1_30a	6.27402	2.25123	0.07394	1.01434	953.37	19.92	1039.94	20.34	8
CV1_29a	4.00384	2.19419	0.09314	0.84729	1437.24	28.21	1490.68	15.96	4
CV1_28a	5.76273	2.25752	0.07450	1.00227	1031.52	21.48	1054.94	20.06	2
CV1_27a	6.08216	2.24246	0.07319	0.92071	981.27	20.38	1019.33	18.53	4
CV1_26a	6.12166	2.26070	0.07486	0.93511	975.39	20.43	1064.73	18.69	8
CV1_25a	6.03000	2.54541	0.07384	0.91206	989.14	23.30	1037.23	18.31	5
CV1_24a	4.89838	2.24558	0.08339	0.86973	1197.57	24.50	1278.35	16.86	6
CV1_23a	6.13266	2.24376	0.07262	0.95457	973.77	20.25	1003.48	19.26	3
CV1_22a	5.43901	2.30963	0.07947	0.94416	1088.01	23.08	1183.91	18.54	8
CV1_20a	7.75491	2.36325	0.06488	1.20923	781.88	17.38	770.58	25.25	-1
CV1_19a	6.00575	2.44948	0.07273	1.07041	992.84	22.50	1006.41	21.57	1
CV1_18a	5.29336	2.63027	0.07954	0.91363	1115.50	26.89	1185.67	17.94	6
CV1_17a	5.74272	2.97265	0.07552	0.92432	1034.85	28.36	1082.24	18.43	4
CV1_16a	6.46732	2.49718	0.07242	1.01422	926.83	21.52	997.84	20.47	7
CV1_15a	5.07203	2.38096	0.07948	0.87101	1160.04	25.23	1184.06	17.11	2
CV1_12a	5.25901	2.25976	0.07971	0.88500	1122.19	23.23	1189.72	17.37	6
CV1_11a	5.65172	2.37594	0.07761	0.94080	1050.22	22.99	1136.85	18.61	8
CV1_10a	6.17661	2.31041	0.07351	0.95104	967.33	20.72	1028.12	19.11	6
CV1_9a	6.00235	2.39973	0.07435	0.87859	993.36	22.05	1050.85	17.61	5
CV1_8a	4.62726	2.51650	0.08529	0.92253	1261.29	28.76	1322.12	17.77	5
CV1_7a	5.68848	2.31801	0.07695	0.95981	1043.96	22.30	1119.89	19.03	7
CV1_6a	5.26424	2.43132	0.07729	0.89888	1121.16	24.97	1128.77	17.80	1
CV1_5a	5.69632	2.61615	0.07989	1.01742	1042.63	25.14	1194.18	19.94	13
CV1_3a	3.22895	2.74718	0.11327	0.88378	1739.22	41.74	1852.60	15.89	6
CV1_1a	8.22362	2.43594	0.06546	1.15775	739.77	17.00	789.01	24.11	6

**MUESTRA CSal 3 - CERRO SALINAS**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

CSal3_125a	5.57266	2.27911	0.07664	0.95707	1063.96	22.31	1111.85	18.99	4
CSal3_122a	4.98867	2.20076	0.07878	0.90760	1177.76	23.65	1166.53	17.87	-1
CSal3_121a	5.20079	2.23988	0.07549	0.93383	1133.71	23.24	1081.66	18.62	-5
CSal3_120a	5.43784	2.69840	0.07925	1.09008	1088.23	26.96	1178.37	21.41	8
CSal3_119a	4.15606	2.21960	0.08571	0.91540	1389.88	27.69	1331.59	17.61	-4
CSal3_118a	5.11443	2.24577	0.08142	0.99863	1151.24	23.63	1231.55	19.47	7
CSal3_117a	5.34009	2.21978	0.07490	0.97171	1106.53	22.53	1065.86	19.42	-4

CSal3_116a	4.78734	2.21647	0.08385	0.94393	1222.87	24.64	1288.97	18.26	5
CSal3_115a	4.15184	2.27725	0.08800	0.97895	1391.15	28.43	1382.50	18.69	-1
CSal3_114a	5.33893	2.21815	0.07518	0.96134	1106.75	22.52	1073.44	19.19	-3
CSal3_113a	5.19445	2.18879	0.07809	0.86431	1134.98	22.74	1149.28	17.07	1
CSal3_112a	4.24364	2.20512	0.08809	0.85956	1364.03	27.05	1384.55	16.42	1
CSal3_111a	4.84166	2.21077	0.08161	0.86818	1210.36	24.35	1236.06	16.93	2
CSal3_110a	4.14217	2.22810	0.08745	0.94351	1394.07	27.87	1370.40	18.05	-2
CSal3_109a	5.36191	2.19732	0.07564	0.91281	1102.39	22.23	1085.58	18.19	-2
CSal3_108a	4.29201	2.19196	0.08747	0.89334	1350.16	26.65	1370.95	17.09	2
CSal3_107a	5.38709	2.26206	0.07536	1.02273	1097.65	22.79	1078.23	20.39	-2
CSal3_106a	5.26366	2.25875	0.07358	0.97132	1121.28	23.20	1029.98	19.51	-9
CSal3_105a	5.15257	2.24035	0.07537	0.98684	1143.43	23.43	1078.48	19.68	-6
CSal3_104a	5.61325	2.24776	0.07584	1.02464	1056.86	21.87	1090.88	20.39	3
CSal3_103a	4.58117	2.23365	0.08504	0.91395	1272.80	25.75	1316.52	17.62	3
CSal3_102a	4.60972	2.21982	0.08021	0.93488	1265.65	25.46	1202.10	18.31	-5
CSal3_101a	5.27223	2.18494	0.07545	0.89521	1119.60	22.42	1080.43	17.86	-4
CSal3_100a	5.35036	2.40436	0.07874	1.18367	1104.58	24.36	1165.65	23.27	5
CSal3_99a	5.01504	2.19957	0.08011	0.86728	1172.10	23.53	1199.65	17.00	2
CSal3_97a	4.47520	2.39459	0.08722	0.86822	1300.10	28.13	1365.34	16.63	5
CSal3_96a	5.33716	2.20502	0.07632	0.93281	1107.09	22.39	1103.56	18.54	0
CSal3_95a	5.43032	2.19965	0.07593	0.88010	1089.61	22.01	1093.12	17.52	0
CSal3_94a	4.81285	2.22912	0.08025	0.95315	1216.96	24.67	1203.08	18.67	-1
CSal3_93a	4.41579	2.29067	0.09221	0.85617	1315.92	27.21	1471.77	16.16	11
CSal3_92a	5.36680	2.21492	0.07752	0.92672	1101.47	22.39	1134.63	18.33	3
CSal3_91a	5.36960	2.18144	0.07561	0.83653	1100.94	22.04	1084.69	16.68	-1
CSal3_90a	5.21783	2.24049	0.07958	0.91084	1130.31	23.19	1186.52	17.89	5
CSal3_89a	3.13473	2.20667	0.10314	0.84773	1784.88	34.31	1681.39	15.57	-6
CSal3_88a	5.61144	2.21944	0.07448	0.97359	1057.17	21.60	1054.43	19.49	0
CSal3_87a	5.21833	2.20268	0.07644	0.88690	1130.21	22.79	1106.67	17.62	-2
CSal3_86a	11.35005	2.22523	0.05873	1.11405	544.32	11.60	557.08	24.11	2
CSal3_85a	4.90834	2.20732	0.08157	0.86169	1195.35	24.04	1235.18	16.81	3
CSal3_84a	5.04448	2.26010	0.07658	0.88393	1165.84	24.06	1110.31	17.56	-5
CSal3_83a	5.04509	2.22720	0.07706	0.86721	1165.71	23.71	1122.80	17.19	-4
CSal3_82a	4.95799	2.26074	0.07934	1.03508	1184.42	24.41	1180.66	20.33	0
CSal3_80a	5.39452	2.24397	0.07552	0.86635	1096.26	22.58	1082.48	17.28	-1
CSal3_79a	5.19254	2.25917	0.07694	0.96300	1135.36	23.48	1119.62	19.09	-1
CSal3_78a	4.27734	2.25281	0.08653	0.93056	1354.33	27.46	1350.13	17.85	0
CSal3_77a	5.41855	2.23825	0.07667	0.88384	1091.79	22.44	1112.49	17.55	2
CSal3_76a	4.24145	2.20176	0.08685	0.85590	1364.66	27.02	1357.24	16.41	-1
CSal3_75a	5.71133	2.22198	0.07371	0.84945	1040.10	21.31	1033.57	17.07	-1
CSal3_74a	4.10833	2.22747	0.08803	0.87522	1404.39	28.05	1383.24	16.72	-2
CSal3_73a	5.27687	2.26000	0.07771	0.93148	1118.70	23.17	1139.56	18.41	2
CSal3_72a	4.25327	2.27197	0.08716	0.85860	1361.24	27.82	1364.05	16.45	0
CSal3_71a	5.28157	2.30688	0.07710	0.87071	1117.79	23.63	1123.89	17.26	1
CSal3_70a	4.16513	2.30743	0.08751	0.90063	1387.16	28.73	1371.66	17.23	-1
CSal3_69a	5.58624	2.28131	0.07456	0.89798	1061.57	22.29	1056.63	17.98	0
CSal3_68a	5.12148	2.24481	0.07761	0.94528	1149.79	23.60	1137.03	18.69	-1
CSal3_66a	5.44038	2.26096	0.07560	1.00492	1087.76	22.59	1084.53	20.02	0
CSal3_65a	5.50862	2.30567	0.07510	0.98852	1075.35	22.80	1071.18	19.73	0
CSal3_64a	5.62041	2.37939	0.08357	0.88895	1055.62	23.13	1282.52	17.22	18
CSal3_63a	5.42305	2.30690	0.07471	0.93218	1090.96	23.11	1060.60	18.65	-3

Maximiliano Naipauer (2007)

CSal3_62a	5.52084	2.38723	0.07551	0.92985	1073.16	23.56	1082.00	18.54	1
CSal3_60a	5.40047	2.31164	0.07675	0.95951	1095.15	23.24	1114.61	19.04	2
CSal3_59a	5.44535	2.31461	0.07610	0.86337	1086.84	23.11	1097.61	17.18	1
CSal3_58a	5.69494	2.30028	0.07580	0.95143	1042.86	22.11	1089.75	18.95	4
CSal3_57a	4.85939	2.31560	0.08048	0.87022	1206.34	25.43	1208.77	17.04	0
CSal3_55a	5.51251	2.34542	0.07551	0.90684	1074.65	23.17	1082.16	18.08	1
CSal3_54a	6.38920	4.45846	0.07542	1.36185	937.38	38.78	1079.76	27.09	13
CSal3_52a	5.44217	3.32521	0.08457	1.22378	1087.43	33.19	1305.63	23.58	17
CSal3_51a	4.66841	3.36698	0.08723	1.31211	1251.18	38.18	1365.65	25.06	8
CSal3_50a	4.65551	3.34169	0.08809	1.31612	1254.33	37.98	1384.44	25.07	9
CSal3_49a	4.66650	3.32686	0.08635	1.25059	1251.65	37.74	1345.94	23.96	7
CSal3_48a	6.06797	3.34556	0.07592	1.32735	983.40	30.44	1093.05	26.35	10
CSal3_47a	4.90414	3.33440	0.08764	1.25784	1196.29	36.30	1374.57	24.00	13
CSal3_46a	2.98154	3.34317	0.11732	1.23413	1864.49	53.90	1915.76	21.98	3
CSal3_45a	4.99538	3.37013	0.09159	1.23305	1176.31	36.14	1458.88	23.26	19
CSal3_44a	5.55845	4.69873	0.07853	1.35890	1066.46	46.02	1160.41	26.71	8
CSal3_43a	5.05291	3.31928	0.08290	1.24791	1164.06	35.25	1266.87	24.17	8
CSal3_42a	5.06675	3.30225	0.08343	1.23149	1161.15	34.99	1279.31	23.82	9
CSal3_41a	6.23999	3.35575	0.07620	1.41559	958.20	29.81	1100.44	28.06	13
CSal3_40a	5.67727	3.31745	0.07875	1.28152	1045.86	31.95	1165.84	25.18	10
CSal3_39a	4.66982	3.32791	0.08834	1.27106	1250.84	37.73	1389.81	24.20	10
CSal3_38a	5.85832	3.32151	0.07671	1.25395	1015.95	31.14	1113.75	24.83	9
CSal3_37a	4.56443	3.33673	0.08810	1.27162	1277.04	38.54	1384.57	24.23	8
CSal3_36a	11.12799	3.37880	0.05990	1.46429	554.73	17.93	600.09	31.39	8
CSal3_35a	5.98075	3.41067	0.07657	1.34587	996.68	31.42	1109.96	26.65	10
CSal3_34a	5.87027	3.32733	0.07642	1.35557	1014.04	31.15	1106.08	26.86	8
CSal3_33a	4.32596	4.05819	0.08776	1.26848	1340.59	48.93	1377.25	24.19	3
CSal3_31a	4.10254	3.30970	0.09846	1.22899	1406.17	41.68	1595.23	22.77	12
CSal3_30a	5.85283	3.30174	0.07671	1.25078	1016.83	30.98	1113.64	24.77	9
CSal3_28a	6.25870	3.33653	0.07563	1.28243	955.54	29.56	1085.24	25.50	12
CSal3_27a	6.05563	3.29820	0.07476	1.24925	985.25	30.06	1061.96	24.93	7
CSal3_26a	4.60389	3.32361	0.08696	1.28689	1267.10	38.12	1359.50	24.60	7
CSal3_25a	3.21337	3.30242	0.11392	1.23079	1746.61	50.33	1862.81	22.06	6
CSal3_24a	5.74972	3.32841	0.07575	1.27581	1033.68	31.71	1088.59	25.36	5
CSal3_23a	5.75939	3.32775	0.07602	1.25507	1032.08	31.66	1095.71	24.92	6
CSal3_22a	4.71183	3.35956	0.08790	1.33552	1240.70	37.81	1380.36	25.45	10
CSal3_21a	4.82034	3.32324	0.08251	1.24380	1215.24	36.70	1257.74	24.13	3
CSal3_20a	5.88504	3.51494	0.07454	1.50488	1011.68	32.83	1056.07	30.01	4
CSal3_19a	5.83930	3.31588	0.07522	1.25656	1019.01	31.18	1074.34	25.03	5
CSal3_17a	4.54186	3.31042	0.08484	1.25731	1282.79	38.39	1311.85	24.20	2
CSal3_16a	5.88813	3.34176	0.07709	1.35392	1011.19	31.20	1123.60	26.76	10
CSal3_14a	5.92255	3.31824	0.07645	1.26924	1005.75	30.83	1106.97	25.16	9
CSal3_13a	5.90382	3.32516	0.07599	1.28847	1008.70	30.97	1094.78	25.58	8
CSal3_11a	5.10602	3.31358	0.08237	1.24952	1152.97	34.89	1254.22	24.25	8
CSal3_10a	4.61841	3.31892	0.08951	1.27258	1263.49	37.97	1415.03	24.15	11
CSal3_9a	5.91725	3.39601	0.07776	1.35798	1006.59	31.57	1140.68	26.77	12
CSal3_8a	4.46569	3.34133	0.08808	1.25605	1302.61	39.29	1384.30	23.93	6
CSal3_7a	5.10663	3.31356	0.08015	1.23576	1152.85	34.88	1200.60	24.17	4
CSal3_6a	4.50229	3.38918	0.08811	1.27528	1293.01	39.59	1384.94	24.30	7
CSal3_5a	5.57220	3.33890	0.07729	1.26713	1064.04	32.67	1128.61	25.04	6
CSal3_4a	5.69894	3.33606	0.07529	1.27555	1042.19	32.02	1076.24	25.40	3

CSal3_3a	4.37021	3.29646	0.08881	1.23871	1328.32	39.45	1400.01	23.56	5
CSal3_2a	4.61600	3.34309	0.09052	1.27539	1264.09	38.26	1436.48	24.13	12
CSal3_1a_	4.82354	3.33272	0.08388	1.28850	1214.51	36.79	1289.81	24.87	6

**MUESTRA CLN 2 - MIEMBRO SOLDANO (FM LA LAJA) - PRECORDILLERA**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

CLN2_120	4.47171	1.89300	0.08621	1.45245	1301.02	22.26	1342.98	27.80	3
CLN2_119	3.96507	1.86159	0.08685	1.40474	1449.82	24.12	1357.26	26.84	-7
CLN2_118	4.62654	1.95887	0.08496	1.54592	1261.47	22.40	1314.57	29.69	4
CLN2_117	4.34707	1.91369	0.08676	1.40166	1334.71	23.03	1355.09	26.79	2
CLN2_114	4.29018	1.86451	0.08655	1.46127	1350.68	22.68	1350.39	27.94	0
CLN2_113	4.33783	1.88738	0.08651	1.50098	1337.28	22.75	1349.70	28.69	1
CLN2_112	4.12270	1.96320	0.08905	1.43051	1399.99	24.66	1405.14	27.15	0
CLN2_111	4.12339	1.86363	0.08615	1.42517	1399.78	23.41	1341.55	27.29	-4
CLN2_110	4.31203	1.95695	0.08756	1.47544	1344.50	23.70	1372.87	28.12	2
CLN2_109	4.10429	1.85037	0.08627	1.41967	1405.63	23.33	1344.14	27.17	-5
CLN2_108	4.39765	1.92303	0.08771	1.48622	1320.83	22.93	1376.09	28.31	4
CLN2_107	4.23139	1.94301	0.08689	1.42047	1367.58	23.90	1358.14	27.14	-1
CLN2_106	3.97565	2.05979	0.09042	1.43829	1446.37	26.63	1434.42	27.19	-1
CLN2_105	4.39318	1.88182	0.08628	1.48782	1322.04	22.45	1344.40	28.47	2
CLN2_104	4.23493	1.82706	0.08668	1.41481	1366.55	22.46	1353.50	27.05	-1
CLN2_103	4.37971	1.85384	0.08737	1.43413	1325.72	22.18	1368.72	27.36	3
CLN2_102	4.64645	2.05087	0.08764	1.40639	1256.56	23.37	1374.60	26.81	9
CLN2_101	4.36072	1.93187	0.08650	1.44875	1330.93	23.19	1349.34	27.71	1
CLN2_100	4.17802	1.85566	0.08743	1.43174	1383.30	23.06	1370.07	27.31	-1
CLN2_99	4.23669	1.99940	0.08616	1.53067	1366.04	24.57	1341.88	29.29	-2
CLN2_98	4.23911	1.94948	0.08622	1.44731	1365.34	23.94	1343.11	27.70	-2
CLN2_97	4.64296	1.95629	0.08785	1.47342	1257.42	22.31	1379.10	28.06	9
CLN2_96	4.23933	1.88478	0.08805	1.45814	1365.28	23.15	1383.66	27.75	1
CLN2_95	4.62033	2.01015	0.08498	1.60403	1263.01	23.01	1315.09	30.79	4
CLN2_94	4.18464	1.86675	0.08655	1.41594	1381.34	23.17	1350.49	27.08	-2
CLN2_93	4.83820	2.03045	0.08423	1.54611	1211.15	22.38	1297.83	29.76	7
CLN2_92	4.25237	2.00513	0.08683	1.44408	1361.50	24.56	1356.76	27.59	0
CLN2_91	4.13402	1.90448	0.08679	1.41873	1396.54	23.87	1355.76	27.11	-3
CLN2_90	3.59941	2.67437	0.08924	1.45452	1580.39	37.37	1409.41	27.59	-12
CLN2_89	4.22180	1.82174	0.08740	1.42840	1370.38	22.45	1369.33	27.25	0
CLN2_88	4.25452	1.89113	0.08780	1.46473	1360.88	23.16	1378.02	27.90	1
CLN2_87	4.28577	1.84985	0.08640	1.45203	1351.93	22.52	1347.18	27.78	0
CLN2_86	4.37942	1.90633	0.08673	1.48252	1325.80	22.80	1354.61	28.33	2
CLN2_85	4.17779	1.83724	0.08648	1.41845	1383.37	22.83	1348.96	27.13	-3
CLN2_84	4.29573	1.93373	0.08596	1.44013	1349.10	23.50	1337.36	27.59	-1
CLN2_83	4.33358	1.99540	0.08683	1.44466	1338.46	24.07	1356.82	27.60	1
CLN2_82	4.32597	2.01256	0.08635	1.44904	1340.59	24.31	1346.08	27.72	0

Maximiliano Naipauer (2007)

CLN2_81	4.52136	1.90206	0.08627	1.47423	1288.07	22.17	1344.24	28.21	4
CLN2_80	4.27087	1.82443	0.08721	1.44104	1356.18	22.27	1365.22	27.50	1
CLN2_79	4.06610	1.79833	0.08871	1.40565	1417.48	22.84	1397.87	26.71	-1
CLN2_78	4.15916	1.94820	0.08778	1.46546	1388.95	24.30	1377.76	27.91	-1
CLN2_77	4.55776	2.03779	0.08675	1.45846	1278.73	23.59	1354.95	27.87	6
CLN2_76	4.29366	1.86418	0.08598	1.41547	1349.69	22.66	1337.75	27.12	-1
CLN2_75	4.80073	2.03441	0.08663	1.42372	1219.76	22.57	1352.32	27.22	10
CLN2_74	4.29696	1.85557	0.08769	1.42964	1348.75	22.54	1375.73	27.24	2
CLN2_73	4.37185	1.93813	0.08593	1.43900	1327.87	23.22	1336.59	27.57	1
CLN2_71	4.49848	2.06590	0.08718	1.48847	1294.00	24.18	1364.54	28.40	5
CLN2_70	4.22442	1.91449	0.08845	1.48148	1369.62	23.58	1392.23	28.16	2
CLN2_69	3.97645	1.86729	0.09019	1.41966	1446.11	24.14	1429.63	26.86	-1
CLN2_68	4.29228	1.86246	0.08570	1.42121	1350.08	22.65	1331.47	27.25	-1
CLN2_67	4.21543	1.94560	0.08627	1.47063	1372.25	24.00	1344.26	28.14	-2
CLN2_66	4.56841	1.95533	0.08341	1.53459	1276.03	22.60	1278.88	29.62	0
CLN2_65	4.34795	1.87530	0.08773	1.49089	1334.46	22.57	1376.56	28.40	3
CLN2_64	4.15019	1.91626	0.08667	1.43480	1391.65	23.94	1353.17	27.43	-3
CLN2_63	4.20020	1.96314	0.08688	1.44089	1376.73	24.29	1357.89	27.52	-1
CLN2_62	4.49252	2.24950	0.08740	1.44110	1295.56	26.35	1369.37	27.49	5
CLN2_61	4.16161	1.97969	0.08648	1.42875	1388.21	24.68	1349.01	27.33	-3
CLN2_58	4.34101	1.95335	0.08758	1.49344	1336.39	23.53	1373.28	28.46	3
CLN2_57	4.02691	1.90888	0.09104	1.44829	1429.85	24.43	1447.44	27.33	1
CLN2_56	4.31831	1.95823	0.08613	1.48789	1342.73	23.69	1341.08	28.48	0
CLN2_55	4.11618	1.92206	0.08744	1.41054	1401.98	24.17	1370.11	26.90	-2
CLN2_54	4.10082	1.99053	0.08796	1.51078	1406.70	25.11	1381.69	28.75	-2
CLN2_52	4.44730	1.93988	0.08350	1.42203	1307.48	22.92	1280.91	27.46	-2
CLN2_51	4.13720	2.04431	0.08485	1.47593	1395.58	25.60	1312.15	28.37	-6
CLN2_50	4.33305	1.87154	0.08720	1.40956	1338.61	22.58	1364.98	26.91	2
CLN2_49	4.35070	1.94930	0.08598	1.54061	1333.70	23.44	1337.80	29.49	0
CLN2_48	4.23957	1.93353	0.08646	1.42909	1365.21	23.75	1348.38	27.34	-1
CLN2_47	4.33256	2.03856	0.08778	1.44981	1338.75	24.60	1377.71	27.62	3
CLN2_46	4.13779	1.93377	0.08644	1.43866	1395.40	24.22	1348.12	27.52	-4
CLN2_45	4.27568	2.15079	0.08707	1.45069	1354.81	26.23	1362.00	27.69	1
CLN2_44	4.24429	1.97006	0.09080	1.41373	1363.84	24.17	1442.37	26.70	5
CLN2_43	4.47500	2.04633	0.08447	1.57237	1300.15	24.05	1303.47	30.24	0
CLN2_42	4.30246	1.94766	0.08594	1.45500	1347.20	23.64	1336.83	27.87	-1
CLN2_41	5.35815	2.06468	0.07653	1.52972	1103.10	20.90	1108.97	30.26	1
CLN2_40	4.18722	2.14234	0.08719	1.47211	1380.57	26.57	1364.65	28.09	-1
CLN2_39	4.52913	2.03865	0.08351	1.58839	1286.06	23.72	1281.27	30.64	0
CLN2_38	4.15061	1.86776	0.08749	1.45983	1391.52	23.33	1371.40	27.83	-1
CLN2_36	4.12881	1.84473	0.08711	1.42273	1398.13	23.14	1362.84	27.16	-3
CLN2_35	4.34197	1.94744	0.08612	1.41711	1336.12	23.46	1340.97	27.14	0
CLN2_34	3.94729	1.91555	0.08728	1.42394	1455.67	24.91	1366.77	27.17	-7
CLN2_33	4.23778	1.92842	0.08559	1.45056	1365.73	23.69	1329.01	27.82	-3
CLN2_32	3.84079	2.08854	0.08908	1.44296	1491.70	27.75	1405.82	27.38	-6
CLN2_31	4.11861	2.00011	0.08552	1.46236	1401.24	25.14	1327.28	28.05	-6
CLN2_30	4.15368	2.11485	0.08582	1.44635	1390.60	26.40	1334.04	27.72	-4
CLN2_29	4.45624	2.02195	0.08361	1.58134	1305.10	23.84	1283.59	30.50	-2
CLN2_28	4.33131	2.11054	0.08677	1.43289	1339.09	25.47	1355.32	27.38	1
CLN2_26	4.41047	2.16200	0.08681	1.44558	1317.35	25.71	1356.24	27.62	3
CLN2_25	4.48994	2.11671	0.08707	1.49868	1296.23	24.81	1362.09	28.60	5

CLN2_24	4.21076	1.99158	0.08745	1.42427	1373.62	24.59	1370.49	27.16	0
CLN2_23	4.05409	1.96026	0.09063	1.43696	1421.25	24.95	1438.92	27.15	1
CLN2_22	4.36350	2.01964	0.08534	1.43349	1330.17	24.23	1323.28	27.52	-1
CLN2_21	4.23255	2.15656	0.08591	1.41461	1367.25	26.51	1336.25	27.11	-2
CLN2_20	4.08679	2.01750	0.08580	1.43179	1411.04	25.52	1333.64	27.44	-6
CLN2_19	3.29755	1.84953	0.09973	1.40132	1707.43	27.68	1619.13	25.86	-5
CLN2_18	4.45665	1.86882	0.08378	1.41344	1305.00	22.04	1287.40	27.27	-1
CLN2_16	4.31754	1.80641	0.08713	1.41653	1342.95	21.86	1363.38	27.04	1
CLN2_15	3.91349	1.91041	0.09049	1.44572	1466.91	25.02	1435.84	27.32	-2
CLN2_14	4.23105	2.03916	0.08683	1.43577	1367.68	25.08	1356.79	27.43	-1
CLN2_13	4.23770	1.92522	0.08688	1.45846	1365.75	23.65	1357.87	27.86	-1
CLN2_12	4.27531	2.05195	0.08708	1.53085	1354.91	25.03	1362.31	29.21	1
CLN2_10	4.28731	1.90274	0.08718	1.43104	1351.49	23.16	1364.57	27.31	1
CLN2_9	4.20173	1.86533	0.08672	1.41518	1376.28	23.08	1354.19	27.05	-2
CLN2_8	4.01879	1.72198	0.08941	1.40913	1432.45	22.08	1413.01	26.72	-1
CLN2_7	4.86010	1.98338	0.08775	1.49549	1206.17	21.78	1377.12	28.48	12
CLN2_6	4.19677	1.79682	0.08688	1.41651	1377.74	22.25	1357.81	27.06	-1
CLN2_4	4.14498	2.13847	0.08961	1.53705	1393.22	26.74	1417.19	29.11	2
CLN2_3	3.72692	1.94408	0.09105	1.43188	1532.26	26.46	1447.75	27.02	-6
CLN2_2	4.32113	1.89106	0.08654	1.42671	1341.94	22.87	1350.18	27.29	1
CLN2_1	4.25766	1.95968	0.08694	1.44186	1359.98	23.98	1359.22	27.54	0

**MUESTRA CLN 5 - MIEMBRO SOLDANO (FM LA LAJA) - PRECORDILLERA**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	---------------------------	-------------------	----------------------------	-------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------	------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

CLN5_125	4.28232	3.49503	0.08751	1.24769	1352.91	42.51	1371.79	23.82	1
CLN5_124	4.15490	3.53846	0.08714	1.25750	1390.23	44.10	1363.62	24.03	-2
CLN5_123	4.30977	3.64014	0.09032	1.25140	1345.14	44.04	1432.28	23.69	6
CLN5_122	4.60890	3.95995	0.08832	1.26037	1265.85	45.35	1389.44	24.00	9
CLN5_121	4.38881	3.55734	0.08728	1.32886	1323.23	42.42	1366.71	25.37	3
CLN5_120	4.30467	3.50380	0.09127	1.28832	1346.57	42.44	1452.14	24.32	7
CLN5_119	4.74457	3.66205	0.08486	1.27391	1232.90	40.96	1312.30	24.52	6
CLN5_118	4.25927	3.51616	0.08791	1.26862	1359.51	42.96	1380.44	24.18	2
CLN5_117	4.20453	3.50961	0.08835	1.24601	1375.45	43.32	1390.04	23.73	1
CLN5_116	3.93099	3.50526	0.08681	1.23780	1461.07	45.66	1356.37	23.68	-8
CLN5_115	4.24212	3.50246	0.08635	1.25439	1364.47	42.93	1346.08	24.03	-1
CLN5_114	4.05651	3.51181	0.08825	1.23979	1420.49	44.62	1387.86	23.62	-2
CLN5_113	3.91945	3.50791	0.09007	1.24564	1464.92	45.80	1427.02	23.60	-3
CLN5_112	4.55115	3.51844	0.08708	1.23777	1280.42	40.73	1362.25	23.66	6
CLN5_110	4.40655	3.50503	0.08561	1.23886	1318.42	41.66	1329.50	23.79	1
CLN5_109	4.47184	3.52376	0.08819	1.24840	1300.98	41.38	1386.58	23.78	6
CLN5_108	4.31075	3.48544	0.09209	1.23376	1344.86	42.17	1469.24	23.24	8
CLN5_107	4.26922	3.50460	0.08671	1.26365	1356.66	42.73	1354.11	24.18	0
CLN5_106	4.58534	3.53038	0.08688	1.24522	1271.75	40.62	1357.87	23.82	6
CLN5_105	4.16720	3.50235	0.08682	1.26055	1386.54	43.55	1356.51	24.11	-2

Maximiliano Naipauer (2007)

CLN5_104	4.31563	3.48938	0.08975	1.25830	1343.49	42.18	1420.24	23.86	5
CLN5_103	4.34333	3.50629	0.08703	1.26361	1335.75	42.16	1361.14	24.15	2
CLN5_102	4.14831	3.49830	0.08646	1.26280	1392.21	43.66	1348.55	24.18	-3
CLN5_101	4.24421	3.49578	0.08683	1.26856	1363.86	42.83	1356.78	24.26	-1
CLN5_100	4.19622	3.55447	0.08762	1.35564	1377.90	43.95	1374.12	25.85	0
CLN5_99	4.27651	3.50287	0.08746	1.28980	1354.57	42.65	1370.58	24.62	1
CLN5_98	4.23917	3.49991	0.08861	1.27463	1365.32	42.92	1395.77	24.25	2
CLN5_97	4.14102	3.52327	0.08700	1.35293	1394.42	44.03	1360.59	25.85	-2
CLN5_96	4.41460	3.56169	0.08694	1.31281	1316.24	42.27	1359.12	25.09	3
CLN5_95	4.23938	3.54285	0.08562	1.27850	1365.26	43.44	1329.66	24.54	-3
CLN5_94	4.23538	3.51856	0.08612	1.24706	1366.42	43.18	1340.89	23.91	-2
CLN5_93	4.14365	3.54022	0.08662	1.25922	1393.62	44.22	1352.04	24.10	-3
CLN5_91	3.89977	3.51811	0.09025	1.25259	1471.53	46.12	1430.82	23.72	-3
CLN5_90	4.44777	3.56473	0.08800	1.33599	1307.36	42.04	1382.44	25.45	5
CLN5_89	3.80315	3.50235	0.09065	1.24176	1504.87	46.84	1439.19	23.49	-5
CLN5_88	3.50942	3.50488	0.09860	1.24569	1616.23	49.91	1597.74	23.07	-1
CLN5_87	3.94044	3.61993	0.08816	1.27136	1457.93	47.06	1386.01	24.22	-5
CLN5_86	3.90982	3.55044	0.09065	1.27421	1468.15	46.45	1439.17	24.10	-2
CLN5_85	4.15499	3.49830	0.08658	1.24343	1390.20	43.60	1351.25	23.80	-3
CLN5_84	4.24531	3.51494	0.08691	1.25334	1363.54	43.05	1358.49	23.97	0
CLN5_83	4.30642	3.60906	0.08591	1.34931	1346.08	43.70	1336.17	25.87	-1
CLN5_82	4.09020	3.53067	0.08726	1.25389	1409.98	44.56	1366.30	23.95	-3
CLN5_81	4.34626	3.52442	0.08602	1.25069	1334.93	42.36	1338.58	23.98	0
CLN5_80	4.70157	3.63434	0.08447	1.24044	1243.16	40.96	1303.38	23.91	5
CLN5_79	4.36947	3.53942	0.08733	1.27197	1328.52	42.35	1367.78	24.29	3
CLN5_78	4.11607	3.49908	0.08744	1.24201	1402.02	43.94	1370.28	23.71	-2
CLN5_77	4.18989	3.61181	0.08718	1.30778	1379.78	44.71	1364.51	24.98	-1
CLN5_76	4.44904	3.61666	0.08616	1.37934	1307.02	42.65	1341.85	26.42	3
CLN5_74	4.25751	3.65643	0.09015	1.33424	1360.02	44.68	1428.79	25.26	5
CLN5_73	4.48481	3.67605	0.08361	1.47467	1297.58	43.06	1283.61	28.46	-1
CLN5_72	4.49356	3.52631	0.08347	1.25191	1295.29	41.25	1280.27	24.20	-1
CLN5_70	3.84716	3.53502	0.09001	1.24732	1489.49	46.84	1425.67	23.64	-4
CLN5_67	4.52145	3.57438	0.09253	1.37079	1288.04	41.60	1478.20	25.77	13
CLN5_66	4.22915	3.53216	0.08619	1.25517	1368.24	43.40	1342.41	24.06	-2
CLN5_64	3.76874	3.50546	0.09221	1.24113	1517.11	47.21	1471.62	23.37	-3
CLN5_63	4.06951	3.53883	0.08615	1.24498	1416.42	44.84	1341.49	23.87	-6
CLN5_62	4.07663	3.56488	0.08978	1.28761	1414.20	45.11	1420.79	24.41	0
CLN5_61	5.02930	3.88105	0.08751	1.25795	1169.06	41.36	1371.85	24.01	15
CLN5_60	4.27037	3.59001	0.09063	1.30138	1356.33	43.76	1438.77	24.61	6
CLN5_59	4.04713	3.52944	0.08710	1.26114	1423.45	44.92	1362.71	24.10	-4
CLN5_58	4.08892	3.52936	0.08742	1.25028	1410.38	44.55	1369.68	23.87	-3
CLN5_57	4.86154	3.65161	0.08661	1.25880	1205.85	40.04	1351.80	24.09	11
CLN5_56	4.26168	3.57548	0.08723	1.31918	1358.82	43.66	1365.66	25.19	1
CLN5_55	4.32301	3.63667	0.08438	1.35130	1341.42	43.89	1301.31	26.03	-3
CLN5_54	4.37591	3.62685	0.08182	1.27404	1326.76	43.34	1241.11	24.77	-7
CLN5_53	4.23057	3.69737	0.08588	1.34915	1367.82	45.41	1335.42	25.87	-2
CLN5_52	4.40461	3.55477	0.08288	1.23688	1318.94	42.26	1266.35	23.96	-4
CLN5_51	3.76681	3.56312	0.09059	1.26427	1517.80	48.01	1438.07	23.91	-6
CLN5_50	4.25101	3.56634	0.08709	1.28382	1361.89	43.63	1362.51	24.53	0
CLN5_49	3.86331	3.54917	0.08857	1.22905	1483.93	46.87	1394.94	23.39	-6
CLN5_48	3.90739	3.56607	0.08828	1.23741	1468.96	46.67	1388.58	23.57	-6

CLN5_47	3.69736	3.53880	0.09078	1.24210	1543.15	48.38	1441.96	23.49	-7
CLN5_46	3.96348	3.59177	0.08692	1.25222	1450.35	46.48	1358.65	23.95	-7
CLN5_45	4.08680	3.02082	0.09048	1.48620	1411.03	38.17	1435.78	28.08	2
CLN5_44	4.26237	2.89635	0.08638	1.47585	1358.62	35.38	1346.75	28.23	-1
CLN5_43	4.25901	2.97788	0.09109	1.54319	1359.59	36.40	1448.45	29.10	6
CLN5_42	4.32246	3.16051	0.08682	1.49184	1341.57	38.17	1356.52	28.49	1
CLN5_41	4.35084	3.06803	0.08603	1.46815	1333.66	36.86	1338.78	28.12	0
CLN5_40	4.04944	3.03700	0.09007	1.48846	1422.71	38.66	1426.99	28.16	0
CLN5_39	4.31658	2.97205	0.08760	1.46538	1343.22	35.94	1373.81	27.93	2
CLN5_38	4.49264	3.38595	0.09338	1.47841	1295.53	39.62	1495.59	27.71	13
CLN5_37	4.38316	2.93517	0.08739	1.51090	1324.78	35.05	1369.17	28.80	3
CLN5_36	4.81480	2.93566	0.08651	1.44059	1216.51	32.46	1349.66	27.55	10
CLN5_35	4.96651	2.96113	0.07782	1.49656	1182.56	31.91	1142.29	29.47	-4
CLN5_34	4.43000	2.94948	0.08658	1.48314	1312.10	34.92	1351.19	28.35	3
CLN5_33	4.46077	2.95646	0.08709	1.45219	1303.91	34.81	1362.59	27.72	4
CLN5_32	4.18965	2.99992	0.08752	1.46893	1379.85	37.16	1371.87	28.00	-1
CLN5_31	4.27039	2.91253	0.08917	1.49249	1356.32	35.53	1407.90	28.31	4
CLN5_30	4.02694	2.91557	0.08681	1.44037	1429.84	37.28	1356.18	27.52	-5
CLN5_29	4.06110	3.06759	0.08657	1.52258	1419.05	38.95	1351.04	29.10	-5
CLN5_28	4.35966	3.19120	0.08802	1.44660	1331.23	38.27	1382.93	27.54	4
CLN5_27	4.24092	2.95566	0.08686	1.51461	1364.81	36.25	1357.40	28.92	-1
CLN5_26	4.76244	2.96973	0.08667	1.48604	1228.69	33.14	1353.14	28.40	9
CLN5_25	4.76265	2.90918	0.08719	1.46359	1228.64	32.46	1364.71	27.93	10
CLN5_24	4.05600	2.89101	0.08658	1.44586	1420.65	36.76	1351.19	27.64	-5
CLN5_21	5.70510	2.89646	0.07650	1.49130	1041.15	27.79	1108.31	29.51	6
CLN5_20	4.25472	2.97584	0.08734	1.49973	1360.82	36.40	1368.05	28.60	1
CLN5_19	4.37854	2.93081	0.08659	1.46683	1326.04	35.03	1351.36	28.04	2
CLN5_18	4.23201	3.07224	0.08701	1.46465	1367.40	37.74	1360.66	27.96	0
CLN5_17	4.30334	2.96315	0.08616	1.45241	1346.95	35.92	1341.69	27.81	0
CLN5_15	3.97015	2.94301	0.08880	1.43656	1448.16	38.06	1399.88	27.29	-3
CLN5_14	4.45721	3.00624	0.08575	1.50598	1304.85	35.41	1332.51	28.86	2
CLN5_13	4.25803	2.98454	0.08612	1.47991	1359.87	36.49	1340.92	28.33	-1
CLN5_12	4.36768	2.96772	0.08632	1.45965	1329.02	35.54	1345.46	27.93	1
CLN5_11	4.46025	2.97905	0.08834	1.54035	1304.04	35.08	1389.87	29.28	6
CLN5_10	4.44540	2.98987	0.08505	1.50633	1307.99	35.30	1316.61	28.93	1
CLN5_9	4.35598	3.05556	0.08658	1.49292	1332.24	36.67	1351.07	28.54	1
CLN5_8	4.27108	2.89492	0.08659	1.45999	1356.12	35.31	1351.30	27.91	0
CLN5_6	4.67762	3.05476	0.08339	1.48327	1248.95	34.59	1278.30	28.64	2
CLN5_5	4.40659	2.96809	0.08755	1.47857	1318.40	35.29	1372.60	28.18	4
CLN5_4	4.30716	2.92610	0.08695	1.46474	1345.87	35.44	1359.46	27.97	1
CLN5_3	4.25850	3.07068	0.08596	1.45955	1359.74	37.53	1337.27	27.96	-2
CLN5_2	4.38265	2.90465	0.08727	1.44078	1324.91	34.69	1366.55	27.49	3
CLN5_1	4.33926	3.00735	0.08638	1.51601	1336.88	36.21	1346.81	28.99	1

**MUESTRA OLR 1 - OLISTOLITO LOS RATONES - PRECORDILLERA**

Nº de análisis:	Relac. Isotop. 238U/206Pb	% error (1 sigma)	Relac. Isotop. 207Pb/206Pb	% error (1 sigma)	Edad (Ma) 206Pb/238U	Error (Ma) 1 sigma	Edad (Ma) 207Pb/206Pb	Error (Ma) 1 sigma	Discord. %
-----------------	------------------------------	----------------------	-------------------------------	----------------------	-------------------------	-----------------------	--------------------------	-----------------------	---------------

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

OLR_120a	3.85595	1.62386	0.10097	1.22530	1486.46	21.52	1642.10	22.57	9
OLR_119a	4.33259	1.65308	0.08699	1.25605	1338.74	19.95	1360.30	24.01	2
OLR_118a	4.27020	1.62459	0.08676	1.24072	1356.38	19.84	1355.10	23.74	0
OLR_117a	4.61205	1.68467	0.09152	1.23554	1265.07	19.32	1457.38	23.31	13
OLR_116a	3.84394	1.64768	0.09497	1.23452	1490.61	21.89	1527.54	23.08	2
OLR_115a	4.36748	1.64080	0.09102	1.26255	1329.07	19.68	1447.04	23.85	8
OLR_114a	5.32359	1.74582	0.08330	1.28000	1109.68	17.77	1276.35	24.76	13
OLR_113a	4.35296	1.71739	0.08789	1.25592	1333.08	20.65	1380.11	23.95	3
OLR_112a	4.43880	1.67017	0.08784	1.24176	1309.75	19.77	1379.01	23.68	5
OLR_111a	4.66246	1.62181	0.08643	1.26100	1252.64	18.44	1347.88	24.15	7
OLR1_110a	4.84560	1.86758	0.08566	1.28223	1209.46	20.56	1330.63	24.61	9
OLR1_109a	4.86734	1.62071	0.08605	1.26047	1204.54	17.78	1339.20	24.17	10
OLR1_108a	5.91448	1.83120	0.08252	1.23122	1007.02	17.05	1257.99	23.88	20
OLR1_107a	4.21778	1.66646	0.09586	1.22727	1371.56	20.56	1545.06	22.89	11
OLR1_106a	4.49770	1.71650	0.08794	1.26524	1294.21	20.10	1381.13	24.12	6
OLR1_105a	4.51384	1.67747	0.08533	1.25179	1290.01	19.58	1323.05	24.06	2
OLR1_104a	4.25314	1.65962	0.08769	1.23515	1361.28	20.33	1375.71	23.57	1
OLR1_103a	4.23368	1.48729	0.08847	1.22365	1366.92	18.29	1392.66	23.30	2
OLR1_102a	3.48059	1.61586	0.10073	1.25614	1628.06	23.21	1637.62	23.15	1
OLR1_101a	4.63446	1.56493	0.08652	1.24078	1259.51	17.88	1349.93	23.76	7
OLR1_100a	4.28574	1.48983	0.08866	1.24457	1351.94	18.14	1396.89	23.68	3
OLR1_99a	5.12257	2.83613	0.08120	1.30403	1149.56	29.79	1226.20	25.40	6
OLR1_97a	4.60343	1.83794	0.08899	1.27816	1267.22	21.11	1403.86	24.29	10
OLR1_96a	4.48400	1.54588	0.08750	1.26899	1297.79	18.15	1371.63	24.22	5
OLR1_95a	4.22257	1.67717	0.08956	1.22868	1370.16	20.67	1416.17	23.32	3
OLR1_94a	3.79743	1.57738	0.09253	1.25127	1506.89	21.16	1478.26	23.54	-2
OLR1_92a	4.36588	1.46924	0.08750	1.25193	1329.51	17.63	1371.61	23.90	3
OLR1_91a	4.60862	1.53440	0.08762	1.29703	1265.92	17.61	1374.25	24.74	8
OLR1_90a	4.34561	1.52926	0.08753	1.26178	1335.11	18.42	1372.22	24.08	3
OLR1_89a	4.43455	1.53478	0.08744	1.24822	1310.88	18.18	1370.28	23.83	4
OLR1_88a	3.74291	1.45248	0.10124	1.21850	1526.43	19.71	1646.89	22.43	7
OLR1_87a	4.27624	1.99651	0.08789	1.23826	1354.65	24.35	1380.05	23.61	2
OLR1_86a	4.31288	1.48099	0.08780	1.25809	1344.26	17.94	1378.06	23.99	2
OLR1_84a	4.42386	1.47956	0.08639	1.22667	1313.75	17.56	1346.88	23.50	2
OLR1_83a	4.34520	1.48062	0.08823	1.24586	1335.23	17.83	1387.58	23.73	4
OLR1_82a	4.28654	1.79291	0.08730	1.36088	1351.71	21.83	1367.21	25.98	1
OLR1_81a	4.30414	1.51599	0.08875	1.24781	1346.72	18.40	1398.86	23.73	4
OLR1_80a	4.43660	1.50881	0.08761	1.24228	1310.33	17.87	1373.98	23.71	5
OLR1_79a	4.14079	1.56783	0.08895	1.27089	1394.49	19.63	1403.00	24.15	1
OLR1_78a	4.42950	1.47847	0.08761	1.25548	1312.23	17.53	1373.90	23.96	4
OLR1_77a	4.49599	1.50170	0.08809	1.25766	1294.65	17.59	1384.53	23.96	6
OLR1_76a	4.54580	1.48325	0.08462	1.26435	1281.79	17.22	1306.77	24.35	2

OLR1_75a	4.33111	1.56950	0.08659	1.25298	1339.15	18.95	1351.42	23.98	1
OLR1_74a	4.62819	1.55756	0.08745	1.24828	1261.06	17.82	1370.44	23.83	8
OLR1_73a	4.61141	1.53943	0.08547	1.25742	1265.23	17.66	1326.16	24.15	5
OLR1_72a	4.50183	1.57311	0.08654	1.29374	1293.13	18.41	1350.22	24.76	4
OLR1_71a	4.16569	1.80415	0.08652	1.23161	1386.99	22.48	1349.86	23.58	-3
OLR1_70a	4.88708	1.64052	0.08535	1.27497	1200.10	17.94	1323.58	24.50	9
OLR1_69a	4.36646	1.57674	0.09092	1.25467	1329.35	18.91	1444.86	23.71	8
OLR1_68a	3.92214	1.52824	0.09872	1.23240	1464.02	19.98	1600.16	22.82	9
OLR1_67a	4.30049	1.50312	0.08790	1.23419	1347.75	18.26	1380.27	23.53	2
OLR1_66a	4.46873	1.54600	0.08688	1.24310	1301.80	18.20	1357.92	23.78	4
OLR1_65a	4.66937	1.50574	0.08598	1.26253	1250.95	17.10	1337.77	24.21	6
OLR1_64a	4.71869	1.50616	0.08517	1.23476	1239.05	16.96	1319.41	23.74	6
OLR1_63a	4.07136	2.18225	0.08321	1.28502	1415.84	27.68	1274.22	24.86	-11
OLR1_62a	4.33710	1.49352	0.08791	1.23327	1337.48	18.01	1380.47	23.52	3
OLR1_61a	4.20225	1.62631	0.08616	1.39374	1376.12	20.12	1341.85	26.69	-3
OLR1_60a	4.12786	1.54712	0.08787	1.30374	1398.41	19.42	1379.66	24.85	-1
OLR1_59a	4.39694	1.48251	0.08819	1.25960	1321.02	17.68	1386.57	23.99	5
OLR1_58a	4.36633	1.55148	0.08696	1.28543	1329.39	18.61	1359.69	24.57	2
OLR1_57a	4.30606	1.54626	0.08808	1.26045	1346.18	18.76	1384.20	24.02	3
OLR1_56a	4.06735	1.51892	0.08736	1.24791	1417.09	19.29	1368.36	23.83	-4
OLR1_55a	4.36199	1.51452	0.08662	1.25276	1330.58	18.18	1351.98	23.98	2
OLR1_54a	4.03700	1.46418	0.09274	1.22750	1426.65	18.71	1482.51	23.09	4
OLR1_53a	4.30019	1.56075	0.08804	1.26893	1347.84	18.95	1383.34	24.18	3
OLR1_52a	4.26385	1.48972	0.08832	1.24538	1358.20	18.22	1389.37	23.72	2
OLR1_51a	4.39647	1.47896	0.08614	1.23896	1321.15	17.64	1341.42	23.75	2
OLR1_50a	4.42331	1.72926	0.08759	1.22837	1313.90	20.52	1373.53	23.45	4
OLR1_49a	4.31581	1.50566	0.08816	1.26221	1343.44	18.23	1386.07	24.05	3
OLR1_48a	4.31925	1.47988	0.08721	1.24952	1342.47	17.91	1365.09	23.87	2
OLR1_47a	4.21530	1.52544	0.08745	1.23941	1372.29	18.83	1370.37	23.67	0
OLR1_46a	4.12872	1.53783	0.08714	1.26189	1398.15	19.30	1363.52	24.11	-3
OLR1_45a	4.32707	1.50010	0.08760	1.24584	1340.28	18.13	1373.65	23.78	2
OLR1_44a	4.35830	1.81487	0.08639	1.27457	1331.60	21.80	1346.87	24.41	1
OLR1_43a	4.33209	1.54905	0.08712	1.24823	1338.88	18.70	1363.06	23.86	2
OLR1_42a	4.13032	1.50746	0.08752	1.23267	1397.67	18.91	1371.95	23.53	-2
OLR1_41a	4.32731	1.51599	0.08687	1.24862	1340.21	18.32	1357.51	23.88	1
OLR1_40a	4.02028	1.51423	0.08764	1.25570	1431.97	19.41	1374.50	23.96	-4
OLR1_39a	4.12123	1.58993	0.08645	1.28806	1400.44	19.98	1348.34	24.66	-4
OLR1_38a	4.13816	1.87791	0.08741	1.49739	1395.29	23.52	1369.52	28.55	-2
OLR1_37a	4.09884	1.58432	0.08535	1.29767	1407.31	20.00	1323.56	24.93	-6
OLR1_36a	4.27209	1.55066	0.08711	1.24928	1355.83	18.93	1362.96	23.88	1
OLR1_35a	4.23066	1.51080	0.08685	1.23506	1367.80	18.59	1357.12	23.63	-1
OLR1_34a	4.12288	1.49105	0.08761	1.24696	1399.94	18.74	1373.96	23.80	-2
OLR1_33a	4.44758	1.45182	0.08731	1.24223	1307.41	17.16	1367.35	23.73	4
OLR1_29a	4.27049	1.51781	0.08784	1.23207	1356.29	18.54	1379.03	23.50	2
OLR1_28a	4.29120	1.53555	0.08721	1.24053	1350.39	18.68	1365.21	23.70	1
OLR1_27a	4.67478	1.78041	0.08443	1.39490	1249.64	20.19	1302.58	26.86	4
OLR1_26a	3.75364	1.56150	0.08837	1.24626	1522.54	21.14	1390.51	23.73	-9
OLR1_25a	4.36313	1.53581	0.08779	1.25077	1330.27	18.43	1377.98	23.86	3
OLR1_24a	4.08502	1.57386	0.08728	1.26078	1411.59	19.92	1366.73	24.08	-3
OLR1_23a	4.16325	1.53914	0.08714	1.26548	1387.72	19.19	1363.52	24.18	-2
OLR1_22a	4.18222	1.53016	0.08780	1.23203	1382.06	19.01	1378.12	23.50	0

Maximiliano Naipauer (2007)

OLR1_21a	4.01756	1.57788	0.09121	1.27225	1432.84	20.24	1451.01	24.02	1
OLR1_20a	4.13481	1.54748	0.08722	1.24780	1396.30	19.40	1365.30	23.84	-2
OLR1_19a	4.28632	1.61102	0.08783	1.28219	1351.77	19.62	1378.75	24.45	2
OLR_18a	4.93592	1.78093	0.08949	1.24002	1189.25	19.31	1414.69	23.53	16
OLR_17a	4.22868	1.53971	0.08642	1.26037	1368.37	18.96	1347.49	24.14	-2
OLR_16a	4.61748	1.55424	0.08784	1.25510	1263.72	17.81	1379.05	23.93	8
OLR1_15a	4.36788	2.57068	0.08814	0.85255	1328.96	30.80	1385.45	16.28	4
OLR1_14a	4.68860	2.57377	0.08797	0.83485	1246.29	29.10	1381.84	15.96	10
OLR1_13a	4.64499	2.59897	0.08825	0.85022	1256.92	29.61	1387.93	16.23	9
OLR1_12a	4.52129	2.57580	0.08817	0.87940	1288.08	30.00	1386.19	16.79	7
OLR1_11a	4.91119	2.60214	0.09060	0.84032	1194.72	28.32	1438.19	15.94	17
OLR1_10a	4.33805	2.59190	0.08953	0.84168	1337.21	31.22	1415.52	16.01	6
OLR1_9a	4.75366	2.62983	0.08703	0.89156	1230.76	29.40	1361.24	17.08	10
OLR1_8a	4.57992	2.55668	0.08802	0.83233	1273.12	29.47	1382.99	15.91	8
OLR1_7a	4.61938	2.57671	0.08863	0.85850	1263.24	29.49	1396.11	16.37	10
OLR1_6a	4.50982	2.58330	0.08737	0.86278	1291.05	30.15	1368.58	16.52	6
OLR1_5a	4.47027	2.58983	0.08554	0.89238	1301.40	30.45	1327.84	17.18	2
OLR1_4a	4.51302	2.57899	0.08832	0.84786	1290.23	30.09	1389.48	16.19	7
OLR1_3a	4.52793	2.58862	0.08775	0.86716	1286.37	30.12	1376.92	16.58	7
OLR1_2a	4.57684	2.59092	0.08859	0.86542	1273.90	29.88	1395.36	16.51	9
OLR1_1a	4.61873	2.58270	0.08810	0.83847	1263.41	29.56	1384.72	16.02	9

**MUESTRA OLR 2 - OLISTOLITO LOS RATONES - PRECORDILLERA**

Nº de análisis:	Relac. Isotop.	% error	Relac. Isotop.	% error	Edad (Ma)	Error (Ma)	Edad (Ma)	Error (Ma)	Discord.
	238U/206Pb	(1 sigma)	207Pb/206Pb	(1 sigma)	206Pb/238U	1 sigma	207Pb/206Pb	1 sigma	%

**ANÁLISIS ACEPTADOS:**

OLR2_120	4.64404	2.98225	0.08576	1.44201	1257.15	33.97	1332.82	27.64	6
OLR2_119	4.25645	2.94436	0.08677	1.44870	1360.33	36.01	1355.48	27.68	0
OLR2_118	4.30686	2.89898	0.08668	1.44904	1345.95	35.12	1353.46	27.70	1
OLR2_117	4.61726	3.06536	0.08918	1.44251	1263.77	35.08	1407.97	27.37	10
OLR2_115	4.13303	2.99012	0.08601	1.46488	1396.84	37.44	1338.44	28.05	-4
OLR2_113	4.27385	3.02213	0.08710	1.45416	1355.33	36.84	1362.66	27.76	1
OLR2_112	4.36612	2.91370	0.08588	1.44285	1329.45	34.91	1335.49	27.65	0
OLR2_111	4.38377	3.06188	0.08612	1.46066	1324.61	36.56	1340.85	27.97	1
OLR2_110	4.52982	3.07467	0.08600	1.44523	1285.89	35.74	1338.19	27.68	4
OLR2_109	4.31973	2.93910	0.08865	1.46718	1342.34	35.52	1396.68	27.87	4
OLR2_108	4.31116	2.98056	0.08704	1.45911	1344.74	36.08	1361.41	27.86	1
OLR2_107	4.48965	3.05182	0.08605	1.45975	1296.31	35.74	1339.38	27.95	3
OLR2_106	4.33177	2.96201	0.08637	1.45430	1338.97	35.71	1346.58	27.82	1
OLR2_105	4.27380	2.96570	0.08625	1.44073	1355.35	36.15	1343.76	27.58	-1
OLR2_104	4.54493	2.97874	0.08433	1.44232	1282.01	34.54	1300.24	27.77	1
OLR2_103	5.24756	2.92899	0.08873	1.43254	1124.43	30.15	1398.38	27.22	20
OLR2_102	4.31056	2.92047	0.08535	1.44995	1344.91	35.35	1323.48	27.83	-2
OLR2_101	4.21497	2.89924	0.08686	1.43935	1372.38	35.74	1357.28	27.50	-1
OLR2_100	5.12830	2.97567	0.08493	1.47044	1148.38	31.23	1313.83	28.26	13
OLR2_99	4.93615	3.23365	0.08671	1.45447	1189.20	35.02	1354.10	27.80	12

OLR2_98	4.49124	3.06168	0.08584	1.46618	1295.89	35.84	1334.69	28.09	3
OLR2_97	4.30669	2.97682	0.08585	1.44410	1346.00	36.06	1334.76	27.67	-1
OLR2_96	4.18556	2.94343	0.08537	1.45466	1381.06	36.49	1324.07	27.92	-4
OLR2_95	5.16271	3.07590	0.08624	1.45328	1141.37	32.09	1343.58	27.81	15
OLR2_94	4.26834	2.94554	0.08655	1.45100	1356.91	35.94	1350.60	27.74	0
OLR2_93	4.35275	2.96370	0.08631	1.43753	1333.13	35.59	1345.02	27.51	1
OLR2_92	4.35330	2.90338	0.08562	1.46248	1332.98	34.87	1329.69	28.04	0
OLR2_91	4.37356	2.94427	0.08851	1.47650	1327.40	35.22	1393.60	28.06	5
OLR_90	4.29113	3.11828	0.08561	1.44837	1350.41	37.88	1329.30	27.78	-2
OLR_89	4.34723	3.02211	0.08607	1.46332	1334.67	36.33	1339.84	28.02	0
OLR_88	4.24441	3.00523	0.08565	1.44448	1363.80	36.83	1330.40	27.70	-3
OLR_87	4.31840	3.00440	0.08677	1.45607	1342.71	36.31	1355.31	27.82	1
OLR_86	4.36261	2.94201	0.08694	1.44306	1330.41	35.27	1359.18	27.56	2
OLR_85	4.44998	3.00793	0.08618	1.49824	1306.77	35.48	1342.33	28.67	3
OLR_84	4.37644	3.02694	0.08710	1.45180	1326.61	36.19	1362.78	27.71	3
OLR_83	5.09009	2.92866	0.08160	1.47513	1156.28	30.93	1235.84	28.66	6
OLR_82	4.49399	3.04136	0.08646	1.47252	1295.17	35.59	1348.45	28.16	4
OLR_81	5.42261	3.03414	0.08590	1.45061	1091.04	30.38	1335.96	27.79	18
OLR_80	4.37315	2.97132	0.08391	1.46536	1327.52	35.55	1290.45	28.25	-3
OLR_78	4.18878	2.94933	0.08664	1.44650	1380.11	36.54	1352.49	27.65	-2
OLR_77	4.57205	2.92308	0.08933	1.47620	1275.11	33.73	1411.28	27.99	10
OLR_76	4.50077	2.93694	0.08589	1.45030	1293.41	34.33	1335.78	27.79	3
OLR2_75	4.95421	2.98920	0.08324	1.46479	1185.24	32.28	1274.75	28.30	7
OLR2_74	4.43722	2.90231	0.08233	1.45503	1310.17	34.32	1253.28	28.20	-5
OLR2_73	4.29926	2.91733	0.08617	1.44511	1348.10	35.39	1342.01	27.67	0
OLR2_72	4.50725	3.20732	0.08642	1.44807	1291.72	37.43	1347.62	27.70	4
OLR2_71	4.70712	2.88967	0.08609	1.45463	1241.83	32.56	1340.13	27.85	7
OLR2_70	4.26830	2.88020	0.08668	1.44532	1356.92	35.15	1353.30	27.63	0
OLR2_68	4.12188	2.87751	0.08516	1.43026	1400.24	36.12	1319.25	27.47	-6
OLR2_67	4.31810	2.93596	0.08702	1.46069	1342.79	35.49	1360.89	27.89	1
OLR2_66	4.37953	2.90474	0.08601	1.46158	1325.77	34.71	1338.50	27.99	1
OLR2_65	4.66050	2.96410	0.08757	1.43815	1253.12	33.67	1373.00	27.42	9
OLR2_64	4.27088	2.96823	0.08573	1.49952	1356.18	36.20	1332.04	28.74	-2
OLR2_63	4.30735	2.89623	0.08643	1.44330	1345.82	35.08	1347.90	27.61	0
OLR2_62	4.31439	2.91089	0.08628	1.45805	1343.83	35.21	1344.36	27.90	0
OLR2_60	4.23807	2.92194	0.08622	1.44596	1365.64	35.86	1343.20	27.68	-2
OLR2_59	5.32870	2.91243	0.08730	1.44054	1108.70	29.60	1367.06	27.48	19
OLR2_57	4.69656	2.97228	0.08514	1.45897	1244.36	33.55	1318.63	28.02	6
OLR2_55	4.50669	2.93208	0.08646	1.43322	1291.87	34.23	1348.42	27.42	4
OLR2_54	4.20859	2.93216	0.08567	1.44213	1374.26	36.19	1330.73	27.65	-3
OLR2_53	4.10782	2.93430	0.08828	1.47349	1404.55	36.93	1388.50	28.02	-1
OLR2_52	4.28560	2.86901	0.08617	1.43314	1351.98	34.90	1341.91	27.44	-1
OLR2_51	4.42729	2.89515	0.08597	1.43176	1312.83	34.30	1337.55	27.43	2
OLR2_50	4.47139	2.90101	0.08513	1.43975	1301.10	34.09	1318.48	27.65	1
OLR2_49	4.35644	2.93451	0.08667	1.50694	1332.11	35.22	1353.18	28.79	2
OLR2_48	4.49390	3.10203	0.08390	1.47328	1295.20	36.30	1290.24	28.40	0
OLR2_47	4.29906	2.95926	0.08573	1.44670	1348.16	35.90	1332.18	27.73	-1
OLR2_46	4.36799	2.90952	0.08397	1.43718	1328.93	34.85	1291.90	27.71	-3
OLR2_45	4.50944	2.99027	0.08613	1.48832	1291.15	34.89	1341.21	28.49	4
OLR2_44	4.15423	2.94946	0.08631	1.45907	1390.43	36.78	1345.21	27.92	-3
OLR2_43	4.71840	2.98399	0.08527	1.45537	1239.13	33.55	1321.64	27.94	6

Maximiliano Naipauer (2007)

OLR2_42	4.55332	2.99887	0.08364	1.45298	1279.87	34.72	1284.26	28.04	0
OLR2_39	4.47796	2.92389	0.08633	1.44911	1299.37	34.32	1345.60	27.73	3
OLR2_38	4.48235	2.94432	0.08706	1.45321	1298.22	34.53	1361.79	27.74	5
OLR2_37	4.45680	2.93325	0.08419	1.45596	1304.96	34.56	1296.89	28.05	-1
OLR2_36	4.12537	2.96687	0.08799	1.46526	1399.18	37.21	1382.17	27.89	-1
OLR2_34	3.89482	2.93918	0.08665	1.46200	1473.20	38.59	1352.76	27.94	-9
OLR2_33	4.31751	3.02008	0.08586	1.45666	1342.96	36.51	1335.03	27.91	-1
OLR2_32	4.83492	2.99089	0.08501	1.47866	1211.90	32.96	1315.67	28.41	8
OLR2_31	4.30643	2.99027	0.08574	1.45007	1346.08	36.22	1332.35	27.80	-1
OLR2_30	4.23477	2.92922	0.08433	1.44418	1366.60	35.97	1300.18	27.81	-5
OLR2_29	4.17098	2.99232	0.08584	1.46445	1385.41	37.20	1334.48	28.06	-4
OLR2_28	4.34799	3.00661	0.08580	1.46010	1334.46	36.14	1333.65	27.98	0
OLR2_27	4.37221	3.01296	0.08346	1.45479	1327.77	36.05	1279.98	28.09	-4
OLR2_26	5.07507	3.00257	0.08092	1.47686	1159.41	31.78	1219.52	28.76	5
OLR2_25	4.25210	2.97546	0.08583	1.45065	1361.58	36.42	1334.33	27.80	-2
OLR2_24	3.86053	2.93303	0.08926	1.44499	1484.89	38.78	1409.73	27.41	-5
OLR2_23	4.24740	2.97378	0.08608	1.46860	1362.94	36.43	1339.93	28.12	-2
OLR2_22	3.57306	3.07158	0.08596	1.43523	1590.72	43.15	1337.30	27.50	-19
OLR2_21	4.18484	3.02566	0.08805	1.44219	1381.28	37.51	1383.49	27.45	0
OLR2_20	4.27426	2.93526	0.08614	1.46551	1355.21	35.78	1341.37	28.06	-1
OLR2_19	4.18606	2.95663	0.08634	1.44241	1380.91	36.65	1345.78	27.60	-3
OLR2_18	4.37524	3.04558	0.08508	1.45633	1326.94	36.42	1317.41	27.97	-1
OLR2_17	5.06859	2.92040	0.08441	1.46454	1160.76	30.95	1301.94	28.19	11
OLR2_16	5.12139	2.93331	0.08123	1.45074	1149.80	30.82	1226.92	28.23	6
OLR2_15	4.49839	2.97414	0.08544	1.44505	1294.02	34.78	1325.48	27.73	2
OLR2_14	4.60660	2.94401	0.08411	1.44235	1266.43	33.76	1295.12	27.79	2
OLR2_13	4.11854	2.95353	0.09024	1.44265	1401.26	37.09	1430.65	27.29	2
OLR2_12	4.41308	2.97724	0.08592	1.44630	1316.65	35.36	1336.48	27.71	1
OLR2_10	4.37072	2.94398	0.08620	1.44808	1328.18	35.24	1342.75	27.72	1
OLR2_9	4.08562	3.04619	0.08606	1.45935	1411.40	38.50	1339.55	27.95	-5
OLR2_7	4.55158	3.04191	0.08598	1.45431	1280.31	35.23	1337.82	27.86	4
OLR2_5	4.31683	2.97332	0.08629	1.44676	1343.15	35.95	1344.68	27.69	0
OLR2_3	4.56248	2.99635	0.08550	1.44702	1277.54	34.63	1326.94	27.76	4
OLR2_2	4.52907	3.01192	0.08616	1.44102	1286.08	35.02	1341.82	27.59	4
OLR2_1	4.37908	2.97029	0.08504	1.46515	1325.89	35.50	1316.34	28.15	-1